

01131
18



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA VECINDAD
DE LA CENTRAL HIDROELÉCTRICA AGUAMILPA.
UN CASO DE SISMICIDAD INDUCIDA**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO**

**PRESENTA:
EDGAR SÁNCHEZ ALVARO**

**ASESOR:
DR. ANTONIO URIBE CARVAJAL**



MARZO 2003



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1548

SR. EDGAR SANCHEZ ALVARO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Antonio Uribe Carvajal y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**ACTIVIDAD SISMICA EN LA VECINDAD DE LA CENTRAL HIDROELECTRICA
AGUAMILPA. UN CASO DE SISMICIDAD INDUCIDA**

	RESUMEN
I	INTRODUCCION
II	TECTONICA DEL AREA DE ESTUDIO
III	MARCO TEORICO
IV	METODOLOGIA
V	SISMICIDAD OBSERVADA
VI	CONCLUSIONES
	REFERENCIAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 29 de noviembre de 2001

EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE INGENIERIA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

ASUNTO: Solicitud de Jurado para Examen
Profesional.

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO
Director de la Facultad de Ingenieria
de la U.N.A.M.
Presente

El señor **EDGAR SANCHEZ ALVARO** registrado con número de cuenta 8534626-4 de la carrera de Ingeniero Geofísico, habiendo satisfecho los requisitos académicos necesarios para realizar sus trámites de examen profesional, le ruega atentamente autorizarle el siguiente jurado:

PRESIDENTE:	ING. ENRIQUE DEL VALLE TOLEDO
VOCAL:	DR. ANTONIO URIBE CARVAJAL
SECRETARIO:	ING. JAIME RUIZ REYES
1ER. SPTE.:	DR. MARTIN CARDENAS SOTO
2DO. SPTE.:	ING. EDUARDO AMADOR TERRAZAS

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 28 de enero de 2002
EL JEFE DE LA DIVISION

ENTERADO

M. en C. ROLANDO DE LA LLATA ROMERO

EDGAR SANCHEZ ALVARO

Para mi esposa (paty) con amor.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas •
UNAM a difundir en formato electrónico e impresa el
contenido de mi trabajo recuperal.

NOMBRE: Edgar Sánchez
Alvaro

FECHA: 23 - abril - 2003

FIRMA: [Firma]

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

DEDICATORIA

A mis padres:

Prof. Guillermo Sánchez Fuentes.

Profa Josefina Alvaro Arteaga.

A mi hijo.

Allen Eduardo Sánchez Ortega.

A mi esposa.

Patricia V. Cortés García.

A mis abuelos:

Daniel Sánchez Cortés.

Jesús Alvaro Fuentes

Natividad Arteaga Villalobos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

AGRADECIMIENTOS

Quiero hacer presente mi gratitud al Dr. Antonio Uribe C., jefe del Departamento de Estudios Sismotectónicos perteneciente a la Gerencia de Estudios de Ingeniería Civil de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), por su paciencia, apoyo total e incondicional en la realización de este trabajo. Así mismo, al Ingeniero Marco A. Delgado V., encargado del Centro Sismológico de Occidente de la CFE por facilitar sismogramas y datos utilizados en este estudio. También quiero agradecer a mi prima Elizabeth Quiroz García por llevar a cabo la ardua tarea de leer los sismogramas en condiciones no favorables. Y a todas las personas que de alguna u otra manera contribuyeron en la realización de esta modesta tesis.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es determinar el comportamiento de la actividad sísmica en tiempo y espacio en la vecindad de la Presa de Aguamilpa; los resultados obtenidos con la observación sísmológica en el área de interés, permitieron establecer un cambio en la frecuencia sísmica como consecuencia de la modificación del estado de esfuerzos en el entorno de la presa. La disminución de la actividad sísmica observada después de casi ocho años de monitoreo (1993-2001), sugieren un nuevo nivel de equilibrio entre el esfuerzo efectivo y la presión de poro. A partir de las localizaciones hipocentrales se determinaron dos zonas de actividad sísmica. Una superficial ($h < 100$ m) y otra con profundidades mayores ($h > 100$ m). Esta actividad sísmica presenta una migración meses después hacia el sureste de la presa. De la solución de mecanismos focales se identificó un campo de esfuerzos extensional que se relacionan a las fallas de tipo normal de la zona de interés con dirección preferencial NE-SW.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ÍNDICE

Capítulo		Página
I	INTRODUCCIÓN.....	1
II	TECTÓNICA DL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
II.1	Ubicación del área de estudio.....	3
II.2	Marco tectónico regional y sismicidad histórica.....	3
II.3	Tectónica en el área de la Presa de Aguamilpa.....	9
III	MARCO TEÓRICO.....	14
III.1	Sismología Básica.....	14
III.1.1	Sismología.....	14
III.1.2	Ondas Sísmicas.....	14
III.1.3	Escalas de medición del fenómeno sísmico.....	16
III.2	Localización de sismos.....	17
III.3	Fundamentos del mecanismo focal.....	21
III.4	Fundamentos de la sismicidad inducida.....	26
IV	METODOLOGÍA.....	31
IV.1	Planteamiento del problema.....	31
IV.2	Objetivos.....	34
IV.3	Diseño de Pruebas.....	34
V	SISMICIDAD OBSERVADA.....	37
V.1	Antecedentes.....	37
V.2	Bases de datos y procesamiento.....	37
V.3	Análisis estadístico con una sola estación.....	39
V.4	Sismicidad para el segundo semestre de 1993.....	43
V.5	Análisis de lecturas para el año de 1994.....	52
V.5.1	Método de Wadati.....	52
V.6	Relocalización de sismos.....	54
V.6.1	Relocalización de sismos para el año de 1993.....	56
V.6.2	Relocalización de sismos para el año de 1994.....	56
V.7	Otra red sismológica en el área del embalse.....	61
V.7.1	Antecedentes.....	61
V.7.2	Actividad sísmica.....	62
V.8	Mecanismos focales.....	66
V.9	Análisis de resultados.....	68
VI	CONCLUSIONES.....	71
	REFERENCIAS.....	72

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla		Página
IV.1	Presas vinculadas a la sismicidad inducida en todo el mundo	32
V.1	Resumen de los períodos de operación y características de las estaciones en torno a la Presa de Aguamilpa.	37
V.2	Contenido del archivo de parámetros de convergencia del HYPO71.	43
V.3	Archivo de parámetros modificado de manera experimental.	54
V.4	Estaciones que conforman la red temporal en la vecindad de la Presa de Aguamilpa.	62

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

RELACIÓN DE FIGURAS

Figura		Página
II.1	Localización y acceso a la Presa de Aguamilpa	4
II.2	Principales rasgos tectónicos del occidente de México.	5
II.3	Distribución de los epicentros de la República Mexicana e intensidades de tres temblores en la cercanía de la Presa de Aguamilpa.	7
II.4	Epicentros de los temblores más representativos del área de estudio.	8
II.5	Columna estratigráfica en la boquilla de la Presa de Aguamilpa.	10
II.6	Principales estructuras geológicas de influencia en la Presa de Aguamilpa.	11
II.7	Estereogramas de los sistemas de fractura en ambas márgenes de la Presa	12
III.1	Movimiento de partícula para las ondas P y S	15
III.2	Movimiento de partícula para una onda Rayleigh	16
III.3	Proyección de los rayos sísmicos del hipocentro en un estereograma.	23
III.4	Sistema XYZ y PT sobre la esfera focal.	25
III.5	Criterio de fallamiento según Coulomb-Mohr para los tres tipos de fallas geológicas.	30
V.1	Distribuciones de estaciones alrededor de la C. H. Agumilpa.	
V.2	Actividad sísmica registrada en las estaciones Sordo y Casco en el período comprendido de 1987 a mayo de 1993.	40
V.3	Histograma para períodos de cinco días de la ocurrencia sísmica y fluctuaciones del nivel del embalse de la Presa de Aguamilpa.	41
V.4	Localización de hipocentros, obtenidos con una profundidad de inicio 1 Km para el año de 1993.	45
V.5	Localización de hipocentros, obtenidos con una profundidad de inicio 3 Km para el año de 1993.	46
V.6	Localización de hipocentros, obtenidos con una profundidad de inicio 10 Km para el año de 1993.	47
V.7	Número de eventos contra el error cuadrático medio	48
V.8	Localización de hipocentros que cumplen con un RMS menor o igual 0.15 y un número de fases igual a 3, para el año de 1993.	49
V.9	Localización de hipocentros que cumplen con un RMS menor o igual 1.0 y un número de fases igual a 4, para el año de 1993.	51
V.10	Diagrama de Wadati	53
V.11	Curvas que permiten definir con que velocidad de ondas P se presenta el RMS más bajo.	55
V.12	Relocalización de hipocentros que cumplen con un GAP menor a 180 y RMS menor que 1 para el año de 1993.	58
V.13	Localización de hipocentros que cumplen con un GAP menor a 180 y un RMS menor que 0.5 para el año de 1994.	59
V.14	Localización de hipocentros que cumplen con un GAP menor a 180 y un RMS menor que 0.5 con calidad B, C y D para el año de 1994.	60
V.15	Distribución de estaciones de la red temporal alrededor de la Presa de Aguamilpa.	61
V.16	Localización de epicentros, obtenidos con la red sismológica temporal.	63
V.17	Distribución epicentral de magnitud (Mc) mayor a 2.5 y número de fases (NF) mayor a 8.	64
V.18	Perfiles sísmicos de hipocentros de magnitud > 2.5 y número de fases > 8.	65
V.19	Mecanismo focales compuestos para los grupos mostrados en la V.14.	67

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

I INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas el fenómeno de sismicidad inducida ocurrido en presas ha sido estudiado en distintas partes del mundo a partir de la instrumentación sismológica y conocimiento de los procesos geológicos en el área de influencia. En general estos estudios han mostrado que no existe un patrón regular de la sismicidad, debido a que pueden ocurrir sismos de magnitud > 2.0 (microsismos) o hasta incluso sismos de magnitud considerable ($M=6$) (Macías C., 2000). Tampoco se ha encontrado una relación directa entre mayor volumen o profundidad de una presa con una sismicidad más intensa y numerosa. Así mismo, se ha observado que al llenar el embalse de una presa puede haber existido sismicidad previa a este llenado, y posteriormente no haber sismicidad o viceversa. Además, puede presentarse sismicidad durante el llenado o después de varios años de concluido éste (Simpson D., 1976).

Recientemente en México se construyó la presa de Aguamilpa (1989 a 1993) en el estado de Nayarit, sobre el cauce del Río Santiago. La presa está considerada como una de las obras más importantes de México por su capacidad de almacenamiento (6950 hm^3) y generación eléctrica (2131 Gwh media anual). La Comisión Federal de Electricidad (CFE) consideró necesaria la instrumentación sismológica de esta presa, debido a que en esta región del país es de alto potencial sísmico. Ejemplo de este potencial es el temblor magnitud ($M_s=8.1$) (Abe, 1981), ocurrido frente a las costas de Jalisco. La distancia entre el epicentro y la presa es de aproximadamente de 300 km en línea recta. Otro temblor de importancia es el ocurrido en continente en 1875 al noreste de Guadalajara, Jalisco (poblado de San Cristobal de la Barranca) que alcanzó una magnitud de $M_w=7.5$ grados (Malagón, 1989). La distancia del epicentro a la presa es de 150 km aproximadamente en línea recta.

Además, la zona del embalse de la presa presenta condiciones de fracturamiento, fallamiento (Moreno G., 1994) y un esfuerzo tectónico inicial, idóneos para desarrollar el fenómeno de sismicidad inducida. Por lo que la CFE instaló una red sismológica en la vecindad de la presa con la finalidad de caracterizar de manera clara la actividad sísmica en la región de influencia.

En el presente trabajo se pretende analizar la información sísmica registrada por la red de monitoreo antes citada. La secuencia de este análisis se dividió en cuatro etapas:

La primera consistió en recopilar información geológica del área de estudio, fundamentar los conceptos básicos de la sismología así como describir el algoritmo de localización hipocentral desarrollado por Geiger en 1910 y finalmente de fundamentar la solución del mecanismo focal para estudiar el régimen de esfuerzos en la zona de interés.

La segunda etapa se analizó la actividad sísmica a través del tiempo en las estaciones el Sordo y Casco en el período de 1987 a 2001.

La tercera etapa se creó una base de datos de lecturas de arribos de ondas P y S del segundo semestre de 1993 y 1994 en un mínimo de tres estaciones.

La cuarta etapa se estimaron localizaciones hipocentrales y soluciones de mecanismos focales que permitieron definir el área hipocentral y los esfuerzos tectónicos asociados al área de estudio.

II TECTÓNICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

II.1 Ubicación del área de estudio

La presa de Aguamilpa está sobre el cauce del río Santiago, en la porción occidental de la República Mexicana; dentro del estado de Nayarit aproximadamente a 35 km en línea recta de la entidad de Tepic (figura II.1).

La presa se sitúa en áreas que pertenecen a dos provincias geológicas (figura II.2): Faja Volcánica Transmexicana, de edad cenozoica, origen volcánico y ambiente geotectónico de arco continental y la Faja Ignimbrítica Mexicana, de edad cenozoica, origen volcánico y ambiente geotectónico de arco continental (Ortega et al., 1992).

II.2 Marco tectónico regional y sismicidad histórica

La tectónica de influencia en la zona de interés a nivel de placas involucra el bloque Jalisco, que se mueve de manera independiente con respecto a las dos placas circundantes (Rivera y Norteamericana), a través de dos zonas de deformación continental (graben Tepic-Zacoalco y el graben de Colima) y a lo largo de una zona de subducción en su límite costero (placa oceánica Rivera) (M. Stock, 1992) (figura II.2).

Estudios realizados en el Bloque Jalisco por Luhr et al., 1985; Allan, 1986; Barrier et al., 1990; Allan et al., 1991) y en el mar frente a la costa occidental (Burgois et al., 1988), indican que está ocurriendo una reorganización geodinámica regional. Estos estudios proponen la separación del bloque de la masa principal de la porción continental de la placa Norteamericana, siguiendo una trayectoria hacia el NW.

Aunque otros autores (Nieto et al., 1985; Johnson y Harrison 1990), sugieren que el bloque está derivando hacia SW, originando depresiones tectónicas en el límite norte del bloque Jalisco como consecuencia de una fase extensional de dirección NE-SW.

Dentro de las zonas de deformación continental (graben Tepic-Zacoalco y Colima), se generaliza la extrusión de grandes volúmenes de lava y productos piroclásticos a partir de los grandes estratovolcanes presentes en la región vigentes desde el plioceno y cuaternario y cuya distribución obedece a la dirección NW-SE para el graben Tepic-Zacoalco y NE-SW para el graben de Colima (Stock M., 1992).

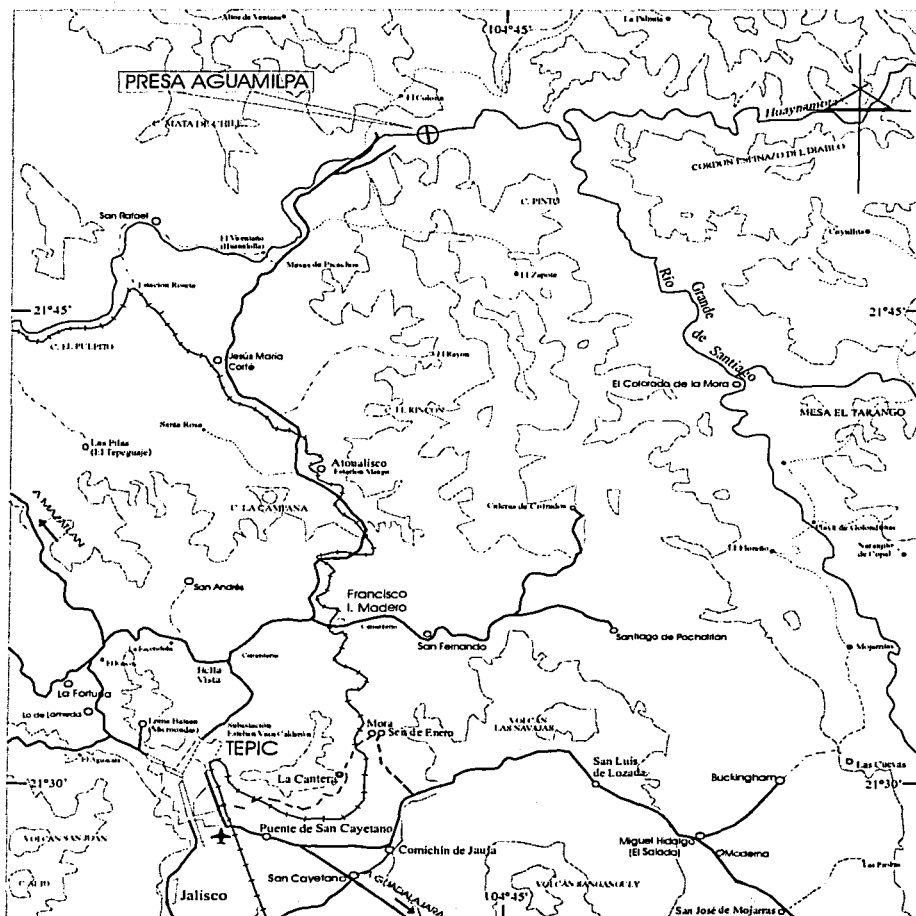
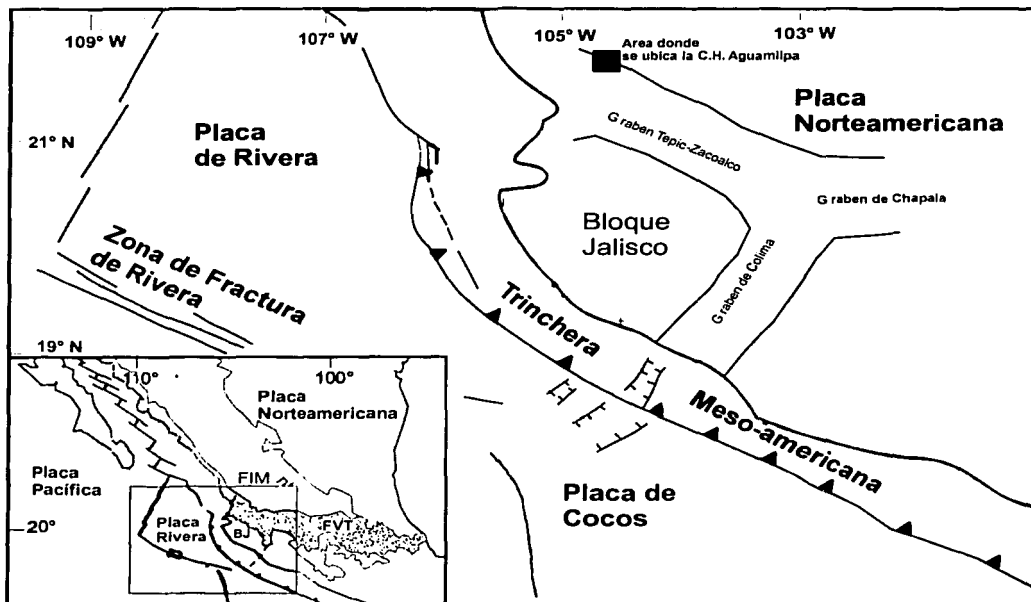


Figura II.1 Localización y acceso a la Presa de Aguamilpa. Las líneas más finas representan curvas de nivel maestras cada 500 metros. Las líneas gruesas representan las principales carreteras de la zona de interés modificado de Moreno G., (1994).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



FVT Faja Volcánica Transmexicana
 B.J. Bloque Jalisco
 FIM Faja Ignimbrítica Mexicana

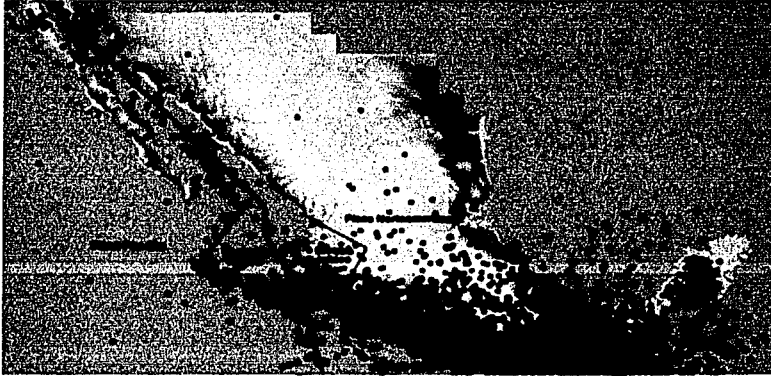
Figura II.2 Principales rasgos tectónicos del occidente de México y provincias geológicas de influencia para la presa de Aguamilpa y en el recuadro la ubicación general del área dentro de la geodinámica del país.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

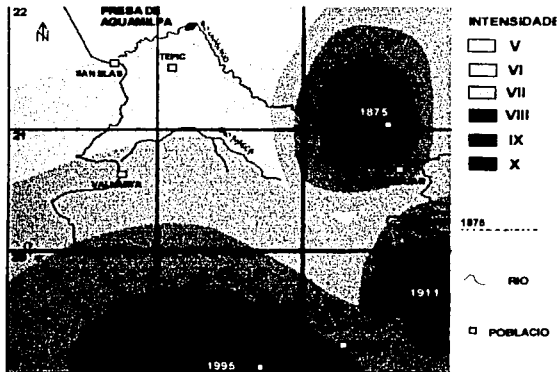
Por otro lado, la actividad sísmica registrada principalmente se asocia a movimientos de las placas tectónicas, es decir en los límites de las placas oceánicas colindantes con el Bloque Jalisco (figura II.3a). En continente, el temblor más cercano de mayor magnitud observado, es el sucedido el 11 de febrero de 1875 la distribución de sus efectos fue estimado por Figueroa J., (1982). La localización de este temblor se puede observar en la figura II.3b, es importante mencionar que el área de mayor intensidad estimada pertenece al graben Tepic-Zacoalco.

La consulta del catálogo del Servicio Sismológico Nacional en el período de 1900-1990 muestra que no han ocurrido sismos cercanos a la presa; los más próximos (6 eventos) se localizaron a más de 100 km (figura II.4), el mayor de ellos ocurrió el 09 de diciembre de 1930 (5.5°). Hay que recordar que para esta zona la consulta se considera completa para eventos mayores a 4.0 según el catálogo del SSN.

Los eventos de magnitud menor a 4.0 localizados entre 20 y 50 km de distancia al NW de la presa, están relacionados con fenómenos hidrotermales (Delgado V., 2000); lo anterior se deduce por sus características hipocentrales y que existe una serie de volcanes alineados que presentan una tendencia NW-SE: El Ceboruco, Tepetitlic, Sanganguey, Las Navajas y Los Picachos. Con excepción del primero todos los demás no están activos actualmente.



(a)



(b)

Figura II.3 (a) Distribución de epicentros en la República Mexicana obtenidos a partir del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN) para el período de 1900-1990. La laguna figura (b) muestran las Intensidades obtenidas del estudio de tres temblores ocurridos en las cercanías de la Presa de Aguamilpa, según Delgado V., (2000).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

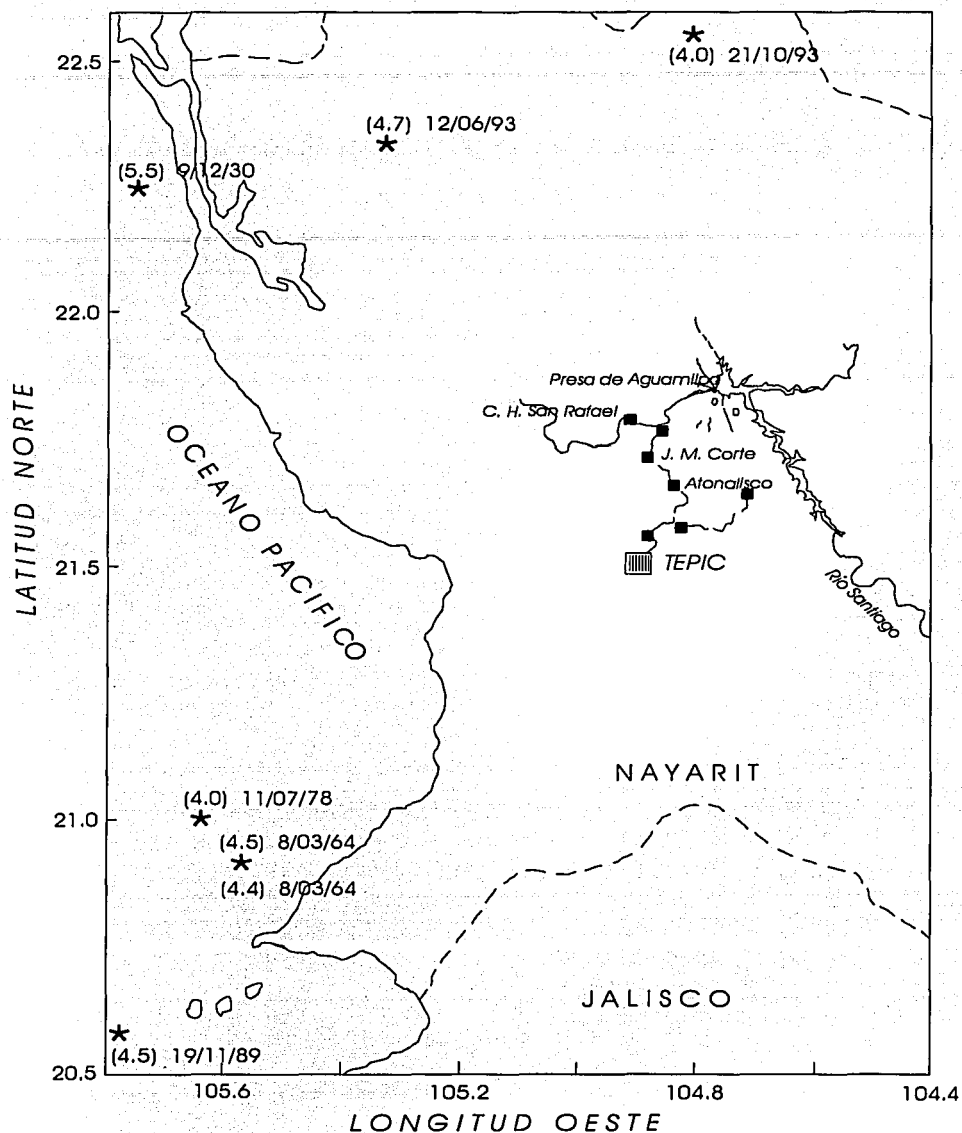


Figura II.4 Los asteriscos muestran los epicentros de los temblores más representativos del área de estudio. Los cuadros las poblaciones cercanas a la presa y al lago artificial formado por el embalse.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

II.3 Tectónica en el área de la presa de Aguamilpa

La columna geológica del área de la boquilla en la presa, está conformada por las unidades Aguamilpa, Colorín y Picachos (figura II.5), de naturaleza volcánica y de composición andesítica, radiodacítica y traquiandesítica respectivamente, sus edades se estimaron en 19.4 ± 0.9 ma, para la unidad Aguamilpa y 18.7 ± 1.1 ma para la unidad Colorín, no existen datos para la unidad Picachos. Éstas fueron afectadas por una serie de intrusivos de diferentes composiciones y edades, la composición de los diques varía de andesitas porfíricas a monzónicas y diabasas, de grano fino a medio. En algunos de éstos su traza alcanza más de 500 m.

De acuerdo con lo expuesto en la sección anterior, el área de influencia entorno a la Presa se encuentra en un régimen tectónico de carácter extensional. Como consecuencia de éste, se observan depresiones tectónicas con expresiones morfológicas tales como lagos elongados, colinas alineadas con sedimentos recientes y actividad volcánica (Delgado et al., 2000)

Estudios realizados por la CFE (Delgado V., 2000; Moreno G., 1994) a través de la foto interpretación y visitas de campo mostraron 3 tipos de discontinuidades dentro del embalse:

1. Fallas con dirección NW-SE buzando hacia NE y SW (Rosario Viejo y el Sauz) y NE-SW buzando hacia el NW o SE respectivamente (figura II.6).
2. Fracturas en ambas márgenes de la presa (Moreno G., 1994) mostrando las siguientes tendencias (figura II.7):

Margen izquierda

Sistema I N 68°/75° SE

Sistema II N 62°W/70° SW

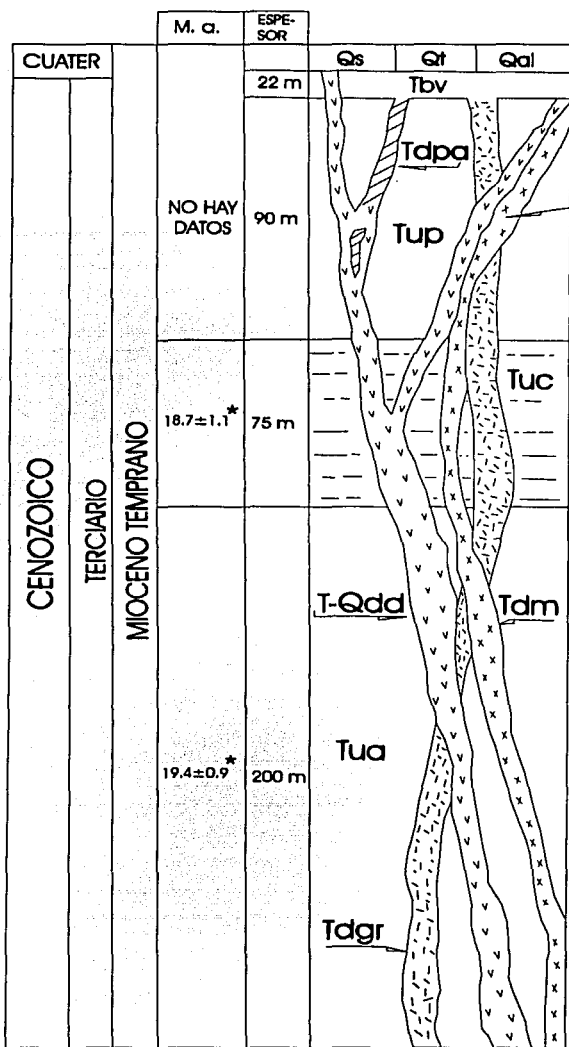
Sistema III N32° E/ SW

Margen derecha

Sistema I N 36° E/68° SE

Sistema II N 85° E/76° SE

TESIS CON
FALLA DE ORICEN



Tdm
11.5 ± 0.05 *

DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

Qs Suelo Qt Talud Qal Aluvión

ROCA ÍGNEA INTRUSIVA

T-Qdd Dique Diabásico
 Tdm Dique Monzonítico
 Tdpa Dique Pórfido-andesítico
 Tdgr Dique y tronco Granodiorítico

ROCA ÍGNEA EXTRUSIVA

Tbv LAHAR.- Brecha, conglomerado y lodo volcánico parcialmente litificado.
 Tup UNIDAD PICACHOS.- Lava y aglomerado volcánico de composición traquandesítica.
 Tuc UNIDAD COLORÍN.- Tobs pseudoestratificadas, de composición riodacítica.
 Tua UNIDAD AGUAMILPA.- Toba litica riodacítica, masiva, compacta de composición andesítica.

* EDAD ABSOLUTA DATADA POR K-Ar (GEOCHRON, E. U. A.)
 M.a. Millones de años

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura II.5 Columna estratigráfica en la boquilla de la presa de Aguamilpa modificada de Moreno G., 1994

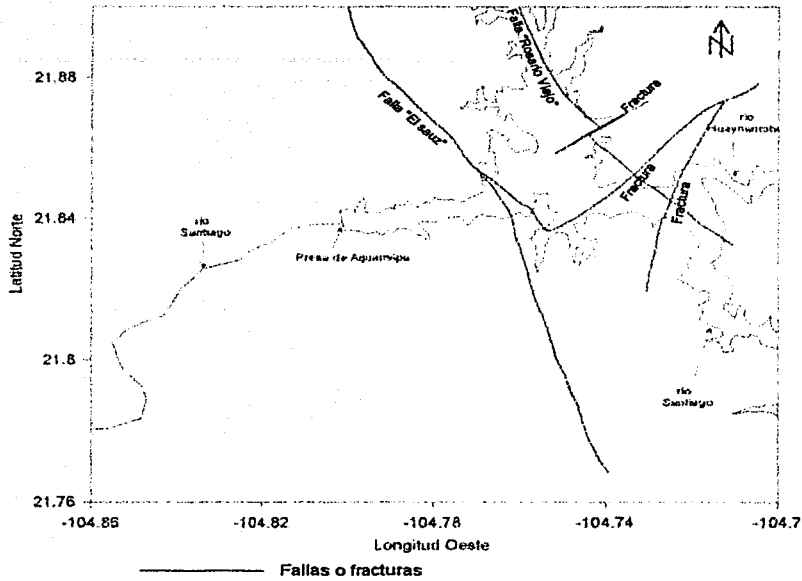
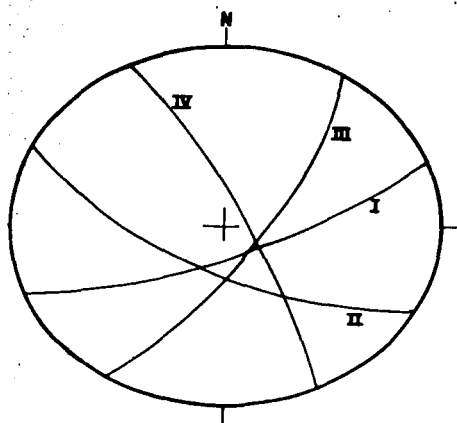


Figura II.6 En color verde se muestran las principales estructuras geológicas de influencia en torno a la Presa de Aguamilpa y en azul se muestra el límite del embalse de la misma.

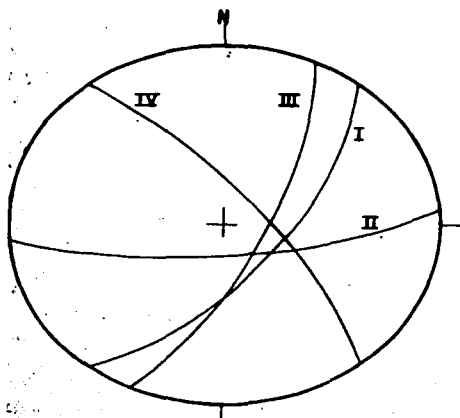
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



MARGEN IZQUIERDA

RUMBO / ECHADO

- I- N 68° E / 75° SE
- II- N 62° W / 70° SW
- III- N 32° E / 76° SE
- IV- N 25° W / 82° NE



MARGEN DERECHA

RUMBO / ECHADO

- I- N 36° E / 68° SE
- II- N 85° E / 76° SE
- III- N 24° E / 74° SE
- IV- N 38° W / 75° NE

Figura II.7 Se muestran las tendencias de los planos de fracturas estimados en ambas márgenes de la Presa de Aguamilpa obtenidas en campo (modificado de Moreno G., 1994).

3. Diques tres en forma de dique y uno en forma de tronco (stock) (Moreno G., 1994). Su rumbo predominante es N 15° W con 70° SE, NE-SW y E-W.

De acuerdo a la disposición de las fallas y fracturas en la zona, se puede establecer que la falla Rosario Viejo es la más antigua, ya que su traza hay una segmentación debido a movimientos de algunas fracturas con dirección NE-SW, dichas fracturas se prolongan hasta la falla El Sauz sin que aparentemente lleguen a seccionarla, debido a lo anterior es de esperar que las fallas más antiguas sirvan como conductos para el transporte de agua.

III MARCO TEÓRICO

III.1 Sismología básica

III.1.1 Sismología

La sismología es una rama de la geofísica que estudia todo lo referente a los temblores; la fuente que los produce, localización, orientación, mecanismo de ruptura, tamaño etc. En general se puede decir que los estudios sismológicos dentro de la litósfera tienen sus bases en la mecánica de medios continuos y la teoría de la elasticidad.

III.1.2 Ondas sísmicas

Los materiales de la tierra se comportan de forma aproximadamente elástica, ante la acción de un sismo. Este comportamiento se traduce en vibraciones que se propagan a través de los materiales como ondas elásticas cuyo frente se desplaza radialmente a partir de la fuente. En este proceso se generan cuatro tipos básicos de ondas: dos se propagan dentro de los materiales (ondas de cuerpo) y los otros dos que viajan siguiendo la superficie libre (ondas superficiales) y su amplitud decrece con la profundidad. Las ondas de los dos primeros tipos se conocen como ondas P y S, y que dependiendo de características físicas, como son las propiedades elásticas de las rocas por las que viajan. Así como, las actitudes de las capas de la tierra, tiendan a desplazarse con cierta rapidez y en una dirección preferencial. El movimiento de las partículas producido por el paso para las ondas P ocasiona cambios de volumen pero no de forma en el material (figura III.1). Para las ondas S se producen vibraciones perpendiculares a la dirección de propagación, el material experimenta cambios de forma pero no de volumen (figura III.1).

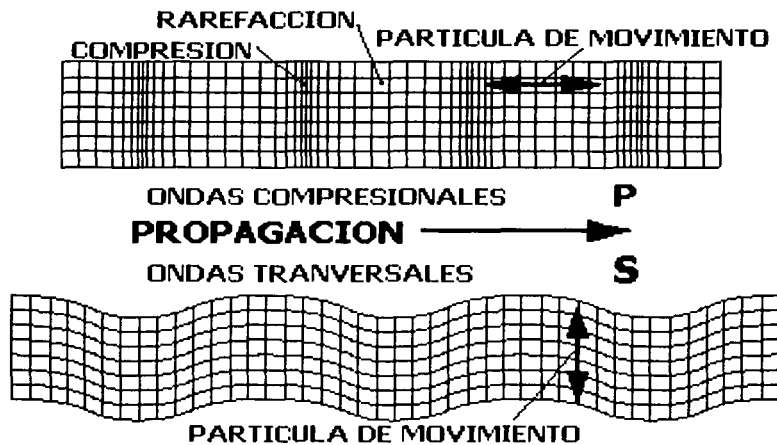


Figura III.1 Movimiento de partícula para las ondas P y S, a través de un volumen de material elástico.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

La relación entre las velocidades de las ondas de cuerpo (ondas P y S) con la densidad (ρ), el coeficiente de Poisson (μ) y la constante de lamé (λ) se expresa según (Thorne L. et al, 1995) por medio de la siguiente ecuación (1), donde se cumple con que $V_p > V_s$.

$$V_p = \sqrt{\left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}\right)} \text{ y } V_s = \sqrt{\left(\frac{\mu}{\rho}\right)} \dots\dots(1)$$

Los dos tipos de ondas superficiales son, las denominadas ondas Love y Rayleigh. Las primeras presentan mayor velocidad, dan lugar a un movimiento de partícula en dirección transversal a la de propagación. La existencia de las ondas Love está restringida a capas del terreno en contacto con la atmósfera y bajo la cual existen otras capas en que la velocidad de las ondas transversales sea mayor que la capa en cuestión. El otro tipo de ondas superficiales son las Rayleigh (figura III.2), cuya velocidad de propagación es menor al de las ondas Love, su velocidad se aproxima como $0.9V_s$. El movimiento de las partículas se da forma elíptica en sentido contrario a la de la propagación de la onda.

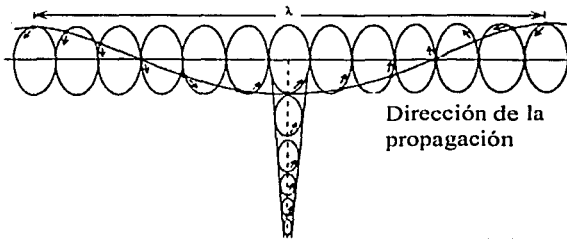


Figura III.2 Movimiento de partícula para una onda Rayleigh.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III.1.3 Escalas de medición del fenómeno sísmico.

Se han desarrollado diversas maneras de medir la magnitud, involucrando diferentes tipos de ondas sísmicas y la duración del registro. La primera escala para cuantificar la cantidad de energía liberada por un temblor fue hecha por Richter en (1935), para ello

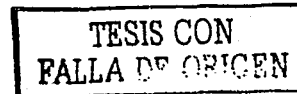
definió el concepto de magnitud como un parámetro que cuantifica esta liberación. La magnitud Richter (M_L) definida en la ecuación (2), como el logaritmo base diez de la máxima amplitud (A_{max} , medida en cm) observada en un sismógrafo Wood-Anderson estándar a 1 km del epicentro por lo que es necesario realizar, una corrección por distancia entre el epicentro y el lugar de registro, correspondiente al logaritmo de la amplitud (A_0) que debe tener, a esa distancia, un sismo de magnitud cero.

$$M_L = \log(A_{MAX}) - \log A(D) \dots (2)$$

Otra escala muy usada para determinar la magnitud (M_c) de sismos locales es la basada en la longitud de la coda (definida como la duración del registro), de manera logarítmica, fue originalmente propuesta por Bisztricsany (1958). La relación magnitud (M_c), distancia (D) y duración (T) dependen tanto del instrumento de registro como de las condiciones locales. En la ecuación 3 se presenta ésta, donde las constantes C_1 , C_2 y C_3 deben determinarse considerando los aspectos antes mencionados.

$$M_c = c_1 \log(T) + c_2 D + c_3 \dots (3)$$

III.2 Localización de sismos



El interés por la determinación del punto en el que se produce el terremoto (foco o hipocentro) y su proyección sobre la superficie se remonta a los primeros sismólogos modernos. Las primeras determinaciones de la localización del epicentro y profundidad del foco se basan en el estudio de la extensión y distribución de los daños producidos así como la dirección de las grietas en edificios y en el terreno. Estos métodos sitúan el epicentro en la zona de mayor daño y este se denomina epicentro macrosísmico.

Con el desarrollo de la instrumentación sismológica, la determinación del hipocentro se realiza a partir de los registros de ondas producidos por los terremotos. El hipocentro queda definido como el punto de inicial de este desplazamiento en el espacio y tiempo de la producción de estas ondas. Pensando en un sismo como una ruptura, el hipocentro queda definido como el punto de inicio de este desplazamiento. Admitida esta simplificación, los cuatro parámetros que definen la localización del hipocentro son: 1.- La hora de origen (t_0) 2.- Coordenadas geográficas (x , y) y 3.- La profundidad (h).

Los primeros métodos de determinación fueron gráficos, y se basaron en encontrar el punto de intersección sobre un mapa de los círculos con centro en cada estación, que representan las distancias recorridas por las distintas ondas. Las ondas utilizadas son principalmente P y S. Se utiliza la diferencia de tiempo de arribo de las ondas S y P, para obtener la distancia al epicentro desde cada estación.

Los métodos numéricos para la localización hipocentral se desarrollan relativamente pronto con los trabajos de Geiger, en 1912. Su aplicación, sin embargo, no se generaliza en la práctica hasta que las computadoras hacen posible su utilización rápida con gran número de observaciones. Aunque el número de algoritmos actualmente existentes es muy grande, la mayoría se basa en un ajuste de mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S observada en cierto número de estaciones. El desarrollo del algoritmo que se presenta a continuación fue tomado de Lee and Stewart, (1981). Estos autores proponen la aproximación de una función de "n" variables con series de Taylor se puede expresar como la ecuación 4

$$F(x + \delta x) \approx F(x) + g^T \delta x + \frac{1}{2} \delta x^T H \delta x \dots (4)$$

donde:

$$g^T = \nabla F(x) = \left(\frac{\partial F}{\partial x_1}, \frac{\partial F}{\partial x_2}, \frac{\partial F}{\partial x_3}, \dots, \frac{\partial F}{\partial x_n} \right);$$

Vector

Matriz Hessiana

$$\delta x = (\delta x, \delta y, \delta z, \delta t)$$

$$H = \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 F}{\partial x_1^2} & \frac{\partial^2 F}{\partial x_1 x_2} & \dots & \frac{\partial^2 F}{\partial x_1 x_n} \\ \frac{\partial^2 F}{\partial x_2 x_1} & \frac{\partial^2 F}{\partial x_2^2} & \dots & \frac{\partial^2 F}{\partial x_2 x_n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial^2 F}{\partial x_n x_1} & \frac{\partial^2 F}{\partial x_n x_2} & \dots & \frac{\partial^2 F}{\partial x_n^2} \end{pmatrix}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En la ecuación 4 se desprecian los términos superiores al segundo orden debido a que sus incrementos a la función principal son pequeños y no modifican de manera radical la función.

Si definimos $\delta\psi$ de manera matricial y en notación índice con las siguientes ecuaciones

$$\delta\psi = g^T \delta x + \frac{1}{2} \delta x^T H \delta x$$

$$\delta\psi = \sum_{i=1}^n \frac{\partial F}{\partial x_i} \delta x_i + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \delta x_i \frac{\partial^2 F}{\partial x_i \partial x_j} \delta x_j$$

y ponemos en condición extrema la ecuación antes citada ($\delta\psi = 0$), obtenemos la ecuación (5)

$$\frac{\partial F}{\partial x_k} + \sum_{i=1}^n \delta x_i \frac{\partial^2 F}{\partial x_i \partial x_k} = 0$$

$$g + H \delta x = 0 \dots (5)$$

para toda $k=1,2,3,\dots,n$

Por otro lado, la función objetivo que contiene los parámetros de interés para determinar las coordenadas hipocentrales y tiempo de origen queda representada por la suma de los residuales cuadráticos como se muestra en la ecuación... (6)

$$F(x) = \sum_{k=1}^m [r_k(x)]^2 \dots (6)$$

$$\text{donde: } r_k(x^*) = \tau_k - T_k(x^*)$$

$x^* = (t^*, x^*, y^*, z^*)$ tiempo de origen y posición de prueba

k es el número de observaciones

τ es el tiempo observado en la k -ésima estación

T es la función con valores de prueba

su primera y segunda derivada son:

$$\frac{\partial F(x)}{\partial x_i} = 2 \sum_{k=1}^n r_k(x) \frac{\partial r_k(x)}{\partial x_i}$$

$$\frac{\partial^2 F(x)}{\partial x_i \partial x_j} = 2 \sum_{k=1}^n \frac{\partial r_k(x)}{\partial x_i} \frac{\partial r_k(x)}{\partial x_j} + 2 \sum_{k=1}^n r_k(x) \frac{\partial^2 r_k(x)}{\partial x_i \partial x_j}$$

para toda $i=1,2,3,\dots,n$ y $j=1,2,3,\dots,n$

Aproximando términos de primer orden resultan (7) y (8) y sustituidos en la ecuación

(5) resulta (9)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$A = \frac{\partial r_k(x)}{\partial x_i}$$

$$A = \begin{pmatrix} \frac{\partial r_1}{\partial t} & \frac{\partial r_1}{\partial x} & \frac{\partial r_1}{\partial y} & \frac{\partial r_1}{\partial z} \\ \frac{\partial r_2}{\partial t} & \frac{\partial r_2}{\partial x} & \frac{\partial r_2}{\partial y} & \frac{\partial r_2}{\partial z} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial r_m}{\partial t} & \frac{\partial r_m}{\partial x} & \frac{\partial r_m}{\partial y} & \frac{\partial r_m}{\partial z} \end{pmatrix}$$

y $A = \frac{\partial r_k(x)}{\partial x_i} \Big|_x$ evaluado en x^*

$$A = \begin{pmatrix} 1 & \frac{\partial T_1}{\partial x} & \frac{\partial T_1}{\partial y} & \frac{\partial T_1}{\partial z} \\ 1 & \frac{\partial T_2}{\partial x} & \frac{\partial T_2}{\partial y} & \frac{\partial T_2}{\partial z} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \frac{\partial T_m}{\partial x} & \frac{\partial T_m}{\partial y} & \frac{\partial T_m}{\partial z} \end{pmatrix}$$

$$g = 2A^T r \dots (7)$$

$$H = 2A^T A \dots (8)$$

$$(A^T A) \delta x = A^T r \dots (9)$$

reacomodando la ecuación (9) obtenemos la ecuación (10)

$$\delta x = -(A^T A)^{-1} A^T r \dots (10)$$

Esta ecuación la representamos en forma matricial como $G \delta x = \rho$

donde: $G = A^T A$ y

$$\rho = -A^T r$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$G = \begin{pmatrix} m & \sum a_i & \sum b_i & \sum c_i \\ \sum a_i & \sum a_i^2 & \sum a_i b_i & \sum a_i c_i \\ \sum b_i & \sum a_i b_i & \sum b_i^2 & \sum b_i c_i \\ \sum c_i & \sum a_i c_i & \sum b_i c_i & \sum c_i^2 \end{pmatrix}$$

$$\rho = (\sum r_k, \sum a_k b_k, \sum c_k r_k)^T; a_k = \frac{\partial T_k}{\partial x}; b_k = \frac{\partial T_k}{\partial y}; c_k = \frac{\partial T_k}{\partial z}; \text{ para toda } k=1,2,3\dots m$$

Este sistema de cuatro ecuaciones lineales se resuelve en forma iterativa y se resume en cinco pasos:

- 1.- Se propone un origen de prueba t^* y un hipocentro (x^*, y^*, z^*) .
- 2.- Calculamos el tiempo teórico de viaje T_k y las derivadas espaciales evaluadas en (x^*, y^*, z^*) el hipocentro de prueba de la k-esima estación.
- 3.- Calculamos los coeficientes de la matriz G y el vector ρ
- 4.- Resolvemos el sistema de cuatro ecuaciones simultaneas de ajustes de $\delta t, \delta x, \delta y, \delta z$
- 5.- Repetimos el paso 2 hasta el 5 hasta encontrar el mejor ajuste bajo un cierto criterio al final se asigna $t_0 = t^* + \delta t; x_0 = x^* + \delta x; y_0 = y^* + \delta y; z_0 = z^* + \delta z$ la solución del tiempo de origen las coordenadas del hipocentro.

III.3 Fundamentos del mecanismo focal.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El primer modelo mecánico del origen de los terremotos fue propuesto por Reid (1910) para explicar las observaciones hechas durante el terremoto de San Francisco de 1906. Su teoría sugiere que las deformaciones elásticas se van acumulando en una región hasta que supera la resistencia del material. En este momento es cuando se produce la ruptura, con movimientos relativos a ambos lados con la consecuente relajación de los esfuerzos acumulados.

De acuerdo con Udías y Bufon, (1985), el primer paso en la determinación de la geometría del mecanismo de ruptura es calcular el plano sobre el cual ésta se produce. Este plano se define espacialmente por el azimut de la traza, el buzamiento y la dirección del deslizamiento sobre él. En este proceso se considera a la Tierra como un medio elástico homogéneo y el foco (inicio de la ruptura) del sísmico como un punto en el que actúa un par de fuerzas que produce la ruptura.

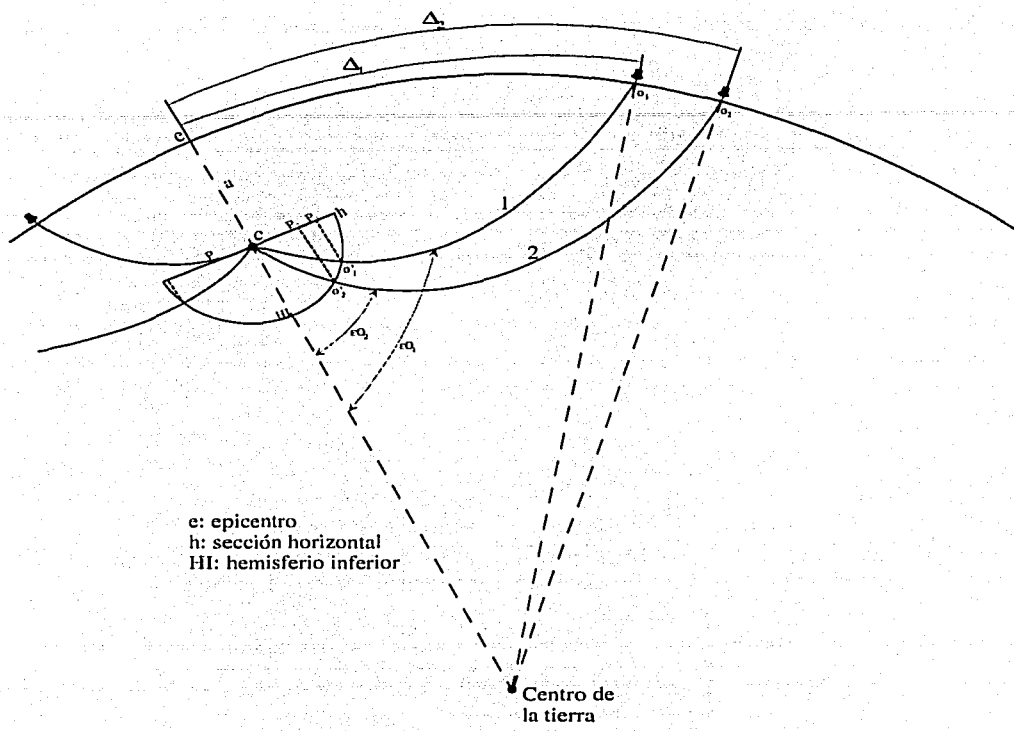
El método consiste en separar por dos planos ortogonales las observaciones en estos cuatro cuadrantes, en compresiones y dilataciones alternadas. Sin embargo, no permite distinguir cual de los dos planos ortogonales es el que realmente corresponde a la ruptura.

La esfera focal resultante es de radio unitario (figura III.3), con centro en el foco del terremoto. Desde el centro a la superficie las ondas se propagan hacia fuera, se reduce la posición de los distintos puntos sobre la superficie de la tierra a puntos equivalentes sobre la superficie de la esfera focal. Cada punto o estación, a distancia angular (Δ) del epicentro (e) y azimut (ϕ) se proyecta sobre la esfera focal siguiendo la trayectoria del rayo, quedando definido por sus coordenadas polares i_h y ϕ donde: i_h es el ángulo de incidencia en el foco, medido desde la vertical; ϕ es el azimut de la estación con respecto al epicentro; éste ángulo horizontal que forma la dirección del rayo con el norte geográfico. Estos ángulos tienen valores entre $0^\circ < i_h < 180^\circ$ y $0 < \phi < 360^\circ$ y se calcula a partir de las coordenadas del foco y de la estación. Normalmente para la obtención práctica del mecanismo focal de un terremoto se utiliza una proyección estereográfica de la esfera focal que es la proyección de ésta sobre un plano. Los dos tipos de proyecciones estereográficas generalmente usadas son la de Wulf y la Schmidt.

Se llama movimiento de compresión, cuando el desplazamiento de la onda está en la dirección del foco al punto de observación y dilatación si es en sentido contrario, del punto de observación hacia el foco. Por convención, la compresión se define en la componente vertical como un desplazamiento hacia arriba, en las componentes horizontales se define opuesto a la dirección del epicentro. En la dilatación el movimiento vertical es hacia abajo y el horizontal hacia el epicentro.

El método gráfico consiste en dibujar sobre la proyección de la esfera focal las observaciones utilizando un símbolo distinto según se trate de compresiones o dilataciones. En principio solo un hemisferio puede presentarse en la proyección, dado que las observaciones del otro pueden reducirse a éste debido a la simetría del problema (Kasahara, 1981).

Una vez representadas las observaciones sobre la proyección de la esfera focal se separan las compresiones y dilataciones por dos planos ortogonales. En la proyección esto se realiza de forma gráfica dibujando primero uno de los planos y situando su polo.



e: epicentro
h: sección horizontal
HI: hemisferio inferior

Centro de la tierra

Figura III.3 Se muestran las trayectorias de los rayos sísmicos, emergen del hipocentro con ángulos ($\epsilon O_1, \epsilon O_2, \dots, \epsilon O_i$) y son proyectados en la sección transversal (h) como puntos (P_1, P_2, \dots, P_i).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El segundo plano debe ser ortogonal al primero, y por lo tanto debe pasar por el polo éste. Situados los dos polos (ejes X, Y) de los planos se pasa por ellos un círculo máximo y sobre él, a 45° de los ejes de los ejes X, Y, se sitúa los ejes P y T, de forma que el eje T quede en el cuadrante de las compresiones y el P en el de las dilataciones. XYZ, es el sistema de ejes de fuerzas X y Y; y están localizados en los polos de los planos nodales A y B (figura III.4).

PTB, es el sistema de ejes principales de esfuerzos de tensión (T), presión (P) e intermedio (B) respectivamente. El eje T está en el plano XY y a 45° del eje X. El eje P está a 45° del eje X. Para definir la orientación de los dos sistemas anteriores se utiliza el sistema de ejes geográficos en las direcciones norte, este y nadir.

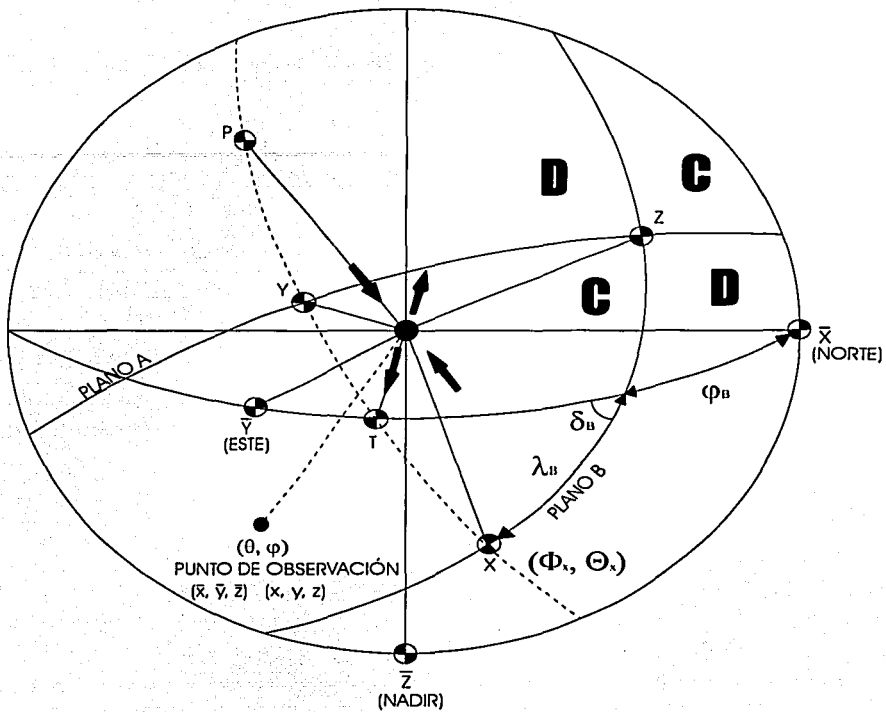
Del diagrama se determina fácilmente los ángulos de los ejes X, Y, T y P, y los ángulos de los planos A y B. Sin embargo, de los dos planos obtenidos no es posible distinguir cuál de ellos es el plano de la falla y cuál es el auxiliar, habiendo de recurrir para ello a otro tipo de consideraciones geológicas, distribución de réplicas, observaciones de deformación del terreno durante el terremoto y análisis sismológicos basado en el estudio de las amplitudes de las ondas internas y superficiales.

El uso de la polaridad de la onda P para la determinación del mecanismo focal hace necesario contar con un número adecuado de observaciones y una buena distribución azimutal de las mismas. Esto generalmente no ocurre para terremotos de magnitud moderada. Para poder solventar este problema, se recurre con frecuencia a la técnica de soluciones compuestas, es decir, el mecanismo se determina con observaciones de varios terremotos de un mismo tipo y región.

Al presentar las observaciones de los distintos terremotos sobre una proyección de la esfera focal, es posible separar las compresiones y las dilataciones, con solo unas pocas inconsistencias y así se obtiene los planos de falla. La solución obtenida se denomina solución compuesta y corresponde el mecanismo de todos los terremotos empleados.

En aquellos casos en que exista más de un mecanismo en el grupo de terremotos utilizado, los datos aparecerán mezclados y no pueden separar fácilmente en forma gráfica; es necesario un procedimiento estadístico que permita separar los sismos en distintos grupos según su mecanismo.

Puesto que el modelo que representa el mecanismo de un sismo es una falla, al existir distintos tipos de falla estos darán origen a representaciones distintas al proyectarlas sobre la esfera focal.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.4 Sistemas XYZ y PT sobre la esfera focal (Udías y Buforn, 1985).

III.4 Fundamentos de la sismicidad inducida

La sismicidad inducida es la ocurrencia de temblores en las capas más superficiales de la corteza terrestre, producto de una modificación del estado de esfuerzos, resultado de una acción del hombre de un modo no deliberado en una área específica. Los tipos de sismicidad inducida pueden ser diversos entre los que destacan:

- 1.- El almacenamiento de agua sobre el cauce de un río (presa o lago artificial).
- 2.- La extracción de agua en el subsuelo.
- 3.- La reinyección de fluido en un pozo geotérmico o recuperación secundaria de hidrocarburos.

El tipo 1 es el de interés en esta tesis por lo que se toman los conceptos y criterios más actuales para comprender la mecánica de la sismicidad inducida.

La porosidad y permeabilidad son los parámetros físicos determinantes en este fenómeno y que está en función de manera directa con el tipo de litología en la zona del embalse (para nuestro la litología está constituida básicamente de rocas ígneas).

Otro concepto de interés es la presión de poro como función del tiempo $P(t)$, se define como la presión intersticial del medio poroso, la difusión de esta presión está ligada de manera directa con la permeabilidad de la roca pues mientras menos permeable se a la roca el tiempo será mayor para la inclusión del agua. Se relaciona con el esfuerzo efectivo ($\sigma_{efectivo}$) en el medio con la siguiente ecuación.

$$\sigma_{efec} = \sigma_n - P(t)$$

donde:

σ_{efec} esfuerzo efectivo

σ_n esfuerzo normal (debido al peso del agua)

$P(t)$ presión de poro

De acuerdo con lo anterior los expertos (Bell y Nur, 1978; Rice y Cleary, 1976; Withers, 1977; entre otros) relacionan los conceptos antes mencionados de la siguiente manera.

El llenado de una presa altera el régimen de esfuerzos en la corteza, bajo ciertas condiciones; es decir, se requiere que haya la suficiente concentración de esfuerzos en

las estructuras geológicas de influencia en la zona del embalse, que puedan ser modificados por causas de la acumulación del agua. Una de esas causas es la inclusión del agua a través de los poros propios de la roca o a través de fracturas o vías abiertas hasta llegar a saturar el medio poroso. Como consecuencia de esta saturación se lleva a cabo la difusión de la presión de poro en el medio saturado el cual modifica las propiedades mecánicas de la roca (rigidez, densidad, velocidad etc) así como el estado de esfuerzos inicial. No obstante, por si misma la presión de poro no indica como se modifica dicho estado de esfuerzos por lo que, se recurre al concepto de esfuerzo efectivo que relaciona las fuerzas involucradas en este fenómeno como lo es el peso del agua (esfuerzo normal) y la presión de poro.

Ahora bien, el concepto de esfuerzo efectivo puede ser ligado al criterio de Coulomb y al círculo de Mohr para comprender de manera gráfica porque el esfuerzo efectivo es capaz de deformar el medio poroso y crear una inestabilidad en las estructuras geológicas dentro y fuera del embalse.

El criterio de Coulomb representa la ruptura de una falla y se ajusta de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\tau = C + \tan \phi \sigma_n$$

donde:

τ es el esfuerzo de cizalla crítico

C cohesión

σ_n esfuerzo normal al plano de cizalla

$\tan \phi$ es el coeficiente de fricción interna, ϕ es el ángulo de fricción interna, está definido como la razón entre el esfuerzo de cizalla paralelo al plano de ruptura y el esfuerzo normal a dicho plano cuando la roca falla.

El valor promedio para las rocas es de 0.6 ($\tan \phi$) que equivale aproximadamente a un ángulo de 30°.

El círculo de Mohr es una solución gráfica que permite ilustrar en forma sencilla la complejidad del sistema de esfuerzos sobre un elemento de roca.

Los aspectos anteriores se puede conjugar (criterio de Coulomb y círculo de Mohr) considerando, un campo inicial de esfuerzos de origen tectónico, asociado a los tres tipos de fallas geológicas (normal, lateral e inversa), el cual está orientado de tal manera como para ocasionar la ruptura, pero que es demasiado débil como para causar un

deslizamiento. Es conveniente definir la relación existente entre el esfuerzo horizontal y vertical en un medio hidrostático, es decir $\sigma_{H1} = 1/3\sigma_v$. A continuación se explica los tres casos de como puede presentarse una ruptura que provoque actividad sísmica.

Falla normal, en el campo inicial de esfuerzos, el esfuerzo principal máximo σ_1 es vertical (figura III.5a).

Por lo tanto, el campo de esfuerzos incrementado σ_1 en una unidad (1) y σ_3 en un tercio (1/3). El círculo de Mohr se desplazara a la derecha formando el círculo 2 y aumentado en un tercio (1/3) su radio. Si la línea de ruptura tiene una pendiente menor a 30° , el círculo 2 está más próximo a la línea de ruptura que el círculo 1. Si el círculo 1 ya está muy cercano de la línea, es decir, si el esfuerzo inicial estaba cerca de un estado próximo al necesario para producir un desplazamiento. Cuando aumenta la presión del agua, con su tiempo de relajación característico, el círculo de Mohr se desplazara a la izquierda a la posición final 3.

Así pues, parece que un embalse puede desencadenar un deslizamiento según el buzamiento de una falla normal, por aumento del campo de esfuerzos de los sólidos si el esfuerzo inicial ya es críticamente cercano, capaz de provocar deslizamiento.

En tales casos se pueden desencadenar sismos antes de que aumente la presión del agua de manera significativa en los espacios intersticiales, se deslizaran las fallas más consistentes.

Falla lateral, en este caso el esfuerzo σ_2 es vertical (figura III.5c). Se incrementa σ_2 en una unidad, pero esto es irrelevante para causar un deslizamiento de la falla.

Los incrementos en 1/3 para los esfuerzos horizontales σ_1 y σ_3 delineando el círculo 2, igual en radio al círculo 1, se desplaza a la derecha en un valor $\sigma_1/3$ y $\sigma_3/3$. Esto origina que la falla este más estable que bajo el esfuerzo inicial. Cuando aumenta la presión de poro, el círculo de Mohr todavía con radio inalterado se desplaza a la izquierda, puesto que σ_1 y σ_3 están disminuidos por un valor de una unidad. En la etapa final el círculo 3 estará a la izquierda del círculo 1, desplazado en una cantidad igual a $2/3\sigma_1$, entre las posiciones 1 y 3, el círculo intercepta la línea de ruptura de falla, en cuyo caso se puede producir un sismo. Este sencillo análisis indica que el deslizamiento en una falla lateral no puede ser desencadenado por un aumento en el campo de esfuerzos, pero sí lo puede ser cuando aumenta la presión de poro.

Falla inversa, En este caso, el aumento de esfuerzo debido al peso del embalse, incrementa en una unidad al esfuerzo principal mínimo σ_3 (figura III.e), que es el vertical, pero solo añade solo añade 1/3 a σ_1 . El círculo e Mohr se desplaza a la derecha y su radio se reduce en un 1/3. Cuando aumenta la presión de poro, el círculo se desplaza a la izquierda y se reduce σ_3 y no obstante la diferencia de esfuerzo y el círculo quedan disminuidos en comparación con el esfuerzo inicial. Por lo tanto, el peso del embalse estabiliza la falla inversa, situada debajo del embalse.

Como una generalidad derivada de los análisis anteriores se puede sintetizar el fenómeno de inducir esfuerzos en fallas preexistentes como sigue:

Durante el llenado de un embalse se aumenta instantáneamente la componente vertical del tensor de esfuerzos regional, lo que se traduce en la capacidad de disparar esfuerzos mediante sismicidad en fallas normales las que pudieran haber sido inundadas por el embalse, así mismo en fallas inversas fuera del área, pero lo suficientemente cercanas para modificar algún incremento en la componente horizontal local. De la misma manera se logra la estabilización de fallas inversas dentro del embalse y normales en el entorno del mismo.

Esta situación es completamente opuesta al fenómeno de disminución del nivel del embalse ya sea por vertedor o por generación. Es decir, al disminuir el volumen de agua pudiera deslizarse fallas inversas dentro del embalse y normales cercanas a él; mientras que se contribuye a la cohesión de fallas normales inundadas e inversas en la vecindad de la presa.

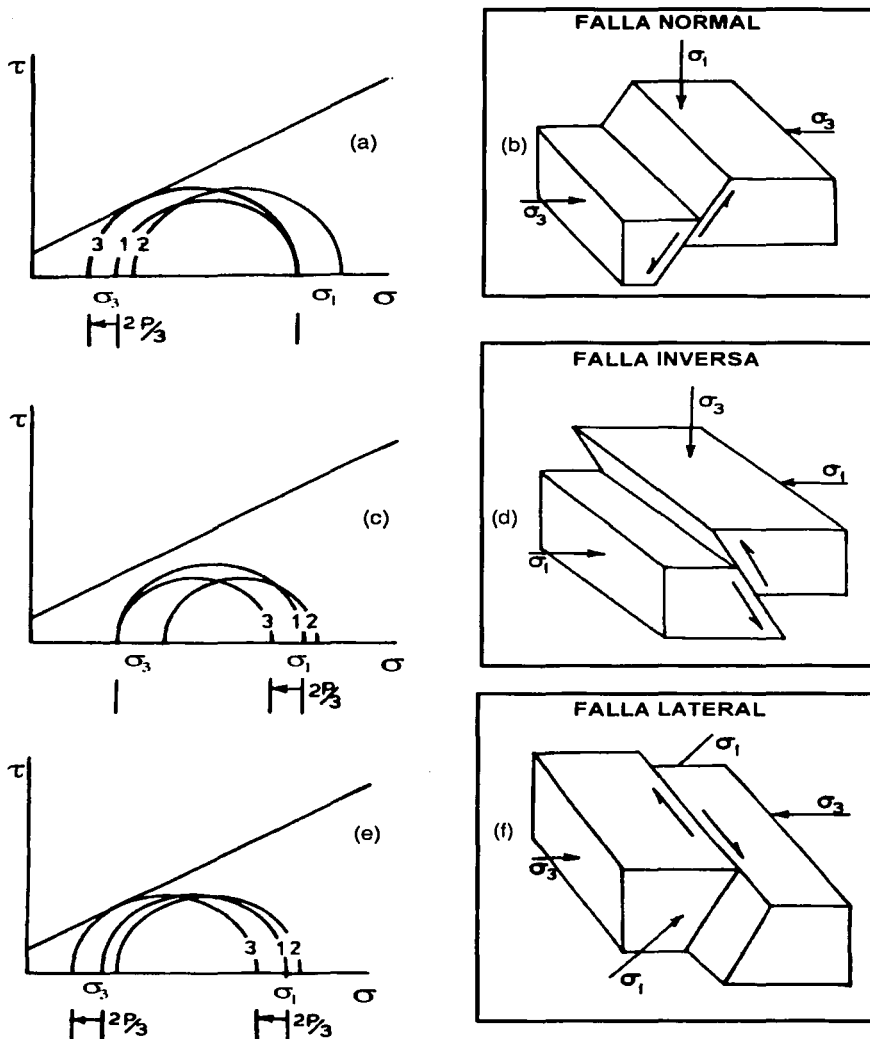


Figura III.5 Criterio de fallamiento según Coulomb-Mohr. Los círculos 1, representan un estado de esfuerzos inicial para los 3 tipos de fallas; los círculos 2, son esfuerzo inicial más carga elástica; los círculos 3, esfuerzo inicial más carga elástica menos el incremento de la presión de poro. En los recuadros se muestran los tipos de fallas con los esfuerzos principales máximo, mínimo e intermedio.

IV METODOLOGÍA

IV.1 Planteamiento del problema

En el subcapítulo III.3 se definió la sismicidad inducida, el tipo de sismicidad inducida de interés en esta tesis, así como la mecánica de disparo de este fenómeno. Al respecto se encontró, que Simpson et. al. (1976) ha revisado más de 20 casos en distintas partes del mundo en los cuales se produjo un aumento de la actividad sísmica con el llenado de embalses (tabla 1), sin embargo no alude las dimensiones mínimas de los embalses que puedan inducir sismos ni tampoco que se puedan pronosticar los que excedan un determinado volumen causaran un temblor. Los sismos inducidos mostrados en la tabla abarcan una gama de magnitudes que van desde microtemblores detectables con los sismógrafos hasta el sismo de magnitud 6.5 ocurrido 3 años después del llenado.

Recientemente en México, se construyó la presa de Aguamilpa (1989 a 1993), en el estado de Nayarit sobre el cauce del río Santiago está considerada como una de las obras de envergadura más importantes de México por su capacidad de almacenamiento (6950 hm^3) y generación de energía eléctrica (2131 Gwh media anual). Esta presa se instrumentó desde 1987 en sus alrededores con equipo sismológico (previo a la construcción, durante y después de la misma), con la finalidad de observar el patrón de ocurrencia de la actividad sísmica en la vecindad de la presa. La observación sismológica mostró que a partir del llenado del embalse (23 junio de 1993), hubo un incremento en la actividad sísmica (20 días después del llenado cuando se tenía un nivel de 70 m en la presa) alcanzando los 3000 sismos en los primeros seis meses. Éste incremento, evidenció el fenómeno de la sismicidad inducida en el área del embalse. Por lo antes referido, podemos afirmar que el problema a desarrollar en esta tesis es el comprobar que éste es un caso de sismicidad inducida, así como el de describir el comportamiento sísmico y encontrar la relación con el patrón estructural del área de influencia.

	Nombre de la presa	Localización	Altura de la cortina en (m)	Volumen del embalse $1 \times 10^6 (m^3)$	Año de llenado	Año del sismo principal	Magnitud o intensidad registrado
Presas donde se han registrado temblores de gran magnitud							
1	Koyna	India	103	2780	1964	1967	6.5
2	Kremasta	Grecia	165	4750	1965	1966	6.3
3	Hsinfengkiang	China	105	10500	1959	1962	6.1
4	Oroville	Estados Unidos	236	4295	1968	1975	5.9
5	Kariba	Rodecia	128	160368	1959	1963	5.8
6	Hoover	Estados Unidos	221	36703	1936	1939	5.0
7	Maratón	Grecia	63	41	1930	1938	5.0
8	Benmore	Nueva Zelanda	118	2100	1965	1966	5.0
Presas donde se han registrado temblores de magnitud moderada							
9	Monteynard	Francia	155	240	1962	1963	4.9
10	Kurobe	Japón	186	199	1960	1961	4.9
11	Bajina-Basta	Yugoslavia	89	340	1966	1967	4.5-5.0
12	Nurek	U.R.S.S	317	10400	1969	1972	4.5
13	Clark Hill	Estados Unidos	67	2500	1952	1974	4.3
14	Talbingo	Australia	162	921	1971	1972	3.5
15	Keban	Turquía	207	31000	1973	1974	3.5
16	Jocasse	Estados Unidos	133	1430	1972	1975	3.2
17	Grandval	Francia	88	292	1959	1963	V
18	Canalles	España	150	678	1960	1962	V
Presas donde se han observado cambios en la actividad sísmica							
19	Kamafusa	Japón	46	45	1970		<2.5
20	Pieve de Cadore	Italia	112	68	1949		2.0
21	Grancarevo	Yugoslavia	123	1280	1967		1.0-2.0
22	Hendrik-Verwoerd	Sudafrica	88	5954	1970		<2.0

Tabla IV.1 Presas vinculadas a la sismicidad inducida en todo el mundo. (Withers W. 1977)

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Las explicaciones más plausibles sobre el fenómeno de sismicidad inducida del tipo 1, son que:

- a) El llenado del embalse produzca un campo de esfuerzos instantáneo que a su vez cause un esfuerzo de cizalla a través de una fractura preexistente, la cual debe ser suficiente para dar origen al deslizamiento de una estructura geológica, esto se denominara inducción sísmica directa.
- b) Los esfuerzos iniciales de origen tectónico sobre las fracturas preexistentes sean suficientes como para producir un deslizamiento, y que el peso de la columna de agua del embalse cause una pequeña perturbación que provoque un deslizamiento sobre una estructura geológica.
- c) El transporte del flujo de agua, a través de fracturas o fallas preexistentes en todo el medio poroso de influencia ocasione que la roca se comporte como si la presión confinante fuera menor en una magnitud igual a la presión de los fluidos en los poros (esfuerzo efectivo), llevando a otro estado de esfuerzos a las fallas o fracturas preexistentes que en consecuencia puedan provocar algún deslizamiento.
- d) El efecto químico de corrosión del agua (hidratación de arcillas alojadas en grietas), reduce la fricción entre de los planos de fracturas o fallas geológicas que en combinación con el inciso (c) puedan provocar algún deslizamiento sobre una falla.

Generalmente, las explicaciones anteriores, no se dan de manera aislada, sin embargo, podemos ver, que en todos los casos el patrón estructural es uno de los elementos de mayor relevancia, debido a que es el que condiciona cómo y dónde va a temblar, de tal manera que esta sui generis relación entre el patrón estructural y la sismicidad será aprovechada para elaborar las siguientes hipótesis:

- 1.- La actividad sísmica registrada en la vecindad de la C. H. Aguamilpa es producto del fenómeno de sismicidad inducida.
- 2.- La distribución de la actividad sísmica alrededor de la presa de Aguamilpa obedece al patrón de fallas y fracturas en la zona.
- 3.- Los esfuerzos que dieron origen a la actividad sísmica y el de las fallas o fracturas preexistentes son extensionales.
- 4.- La dispersión de la actividad sísmica cambia de acuerdo con el patrón estructural regional.

IV.2 Objetivos

En el presente trabajo se proponen los siguientes objetivos.

- 1.- Identificar la frecuencia de la actividad sísmica en un radio de 30 km con centro en la estaciones índice Sor y Casco, previo al llenado del embalse (1987 -1993).
- 2.- Identificar la frecuencia de la sismicidad en un radio de 30 km con centro en la estación índice después del llenado del embalse (desde junio de 1993 hasta mayo de 2001) y compararla con las fluctuaciones en el nivel del embalse.
- 3.- Obtener con detalle la distribución espacial de los hipocentros en los periodos comprendidos de junio a diciembre de 1993, y de enero a diciembre de 1994.
- 4.- Determinar el mecanismo de ruptura mediante la solución de mecanismos focales y relacionarlo con el sistema de fallas de la región.

IV.3 Diseño de pruebas

De acuerdo con Cortés, (1990) las actividades y razonamientos enfocados en la confirmación o refutación de las hipótesis formuladas, es el diseño de las pruebas.

La secuencia de éstas se dividieron en cuatro etapas y se presentan a continuación:

Etapa 1 Consiste en la recopilación de información de la tectónica del área de estudio, con la finalidad de tener una idea clara de los procesos tectónicos que se están llevando a cabo a nivel regional y local, así como evidenciar el estado de esfuerzos vigente en la zona para tener elementos a priori del tipo de ruptura que está ocasionando la sismicidad en el área del embalse.

En el aspecto teórico se muestra la información disponible encontrada respecto a los conceptos teóricos básicos de la sismología, también se muestra el algoritmo de localización desarrollado por Geiger en 1912 y que recientemente fue llevado aún programa o aplicación para computadoras personales denominado como Hypo71, el cual permite determinar las coordenadas de un temblor en el espacio y tiempo. También se muestra el fundamento del mecanismo focal a partir de las polaridades de los arribos de las ondas P con los cuales se puede determinar

la dirección de los esfuerzos involucrados en la actividad sísmica, así como la dirección del plano de ruptura. Asimismo, se muestran los principios básicos de la naturaleza de la sismicidad inducida que permitirán comprender el mecanismo de disparo de los temblores.

Etapa 2 En esta etapa se realizaron conteos del número de sismos registrados desde 1987 a mayo de 2001 en las estaciones testigo SORDO y CASCO para observar el comportamiento de la actividad sísmica a través del tiempo por medio de histogramas.

Etapa 3 Esta etapa consistió en formar una base de datos a partir de lecturas del segundo semestre de 1993 de los arribos de las fases de las ondas P y S, obtenidos de los sismogramas de la red Aguamilpa. Se realizó la lectura total de los sismos registrados en un mínimo de tres estaciones, debido a que este número de estaciones es el mínimo para poder realizar una localización hipocentral. Con estas lecturas se logró reunir una base de 500 sismos. Las lecturas para el año de 1994 fueron proporcionadas por el DES de la CFE y con estas lecturas se logró formar un catálogo de 138 sismos.

Etapa 4 Esta última etapa consistió en procesar los datos de la etapa anterior con el algoritmo de localización hipocentral (hypo71) así como el de obtener la solución de mecanismos focales a partir de las soluciones obtenidas anteriormente; pero únicamente para el año 1994. La localización de estos sismos y las soluciones de los mecanismos focales tienen la siguiente secuencia:

1.- Las lecturas tomadas de los sismogramas fueron capturadas en un archivo de datos denominado aquí como de control, el cual contiene el nombre de la estación y características del arribo de la onda P impulsivo (I) o no impulsivo (E), polaridad de la onda (hacia arriba (U) y hacia abajo (D)), el peso de la lectura (0=100%, 1=75%, 2=50%, 3=25% y 4=0%), la fecha y hora del arribo, el tiempo de arribo de la onda S y finalmente el tiempo de duración del sismo.

2.- Se toma el archivo de parámetros de convergencia propuesto por Uribe C. en (1994) para alimentar el algoritmo de localización sísmica (hypo71).

3.- Debido a que en el año de 1993 no hay un buen control de tiempo en las estaciones que conforman la red Aguamilpa, se hacen las localizaciones a partir de la diferencia de tiempo de las ondas S y P. Se realizan varias pruebas de estabilidad de las soluciones hipocentrales, a partir de diferentes profundidades de inicio (P_i). Se determina la confiabilidad de las localizaciones a partir del criterio del valor cuadrático medio (RMS) y el número de fases involucradas en la localización

4.- Para las localizaciones del año de 1994 se utilizó el método de Wadatti, debido a que en este año hay un buen control de tiempo en las estaciones que forman la red Aguamilpa. Los resultados de la aplicación de este método permiten obtener, de manera experimental la relación de velocidades (V_p/V_s) que es necesaria para la localización de hipocentros. Así mismo se ajusta la velocidad de la onda P (V_p) para la primera capa del modelo de velocidades, modificando su valor el rango de 2.0 a 5 km/s con intervalos de 0.5 km/s y observando el comportamiento del error cuadrático medio (RMS).

5.- Se relocalizan los sismos de los años de 1993 y 1994 con los parámetros obtenidos en el punto anterior.

6.- Se obtienen dos soluciones de mecanismos focales compuestos con sismos del año de 1994.

V SISMICIDAD OBSERVADA

V.1 Antecedentes

En 1987 se instaló el sismógrafo (MEQ-800), con sensor de velocidad (L4-C), en la estación El Sordo (figura V.1), para medir la actividad sísmica al NE del estado de Nayarit, sobre el cauce del río Santiago, ya que en esta región se encontraba el Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa, de la Comisión Federal de Electricidad (CFE). En 1992 se instalan otros 2 sismógrafos en las estaciones El Casco y Sabinos (figura V.1), con la finalidad de complementar el monitoreo sísmico en esta región. En 1993 se instalaron otros 2 sismógrafos en las estaciones Guinea y Palmita (figura V.1) para iniciar el monitoreo después del cierre de la obra e inicio del llenado.

La síntesis de la instrumentación en torno a la presa se muestra en la tabla V.1.

ESTACION	PERIODO												LAT N	LONG	No. SERIE			
	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98			99	00	Sismografo	Sismometro
EL SORDO	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	21 50,01	104 39,92	MEQ-800	L4-C
EL BURUATO						■	■	■	■	■	■	■	■	■	21 24,80	104 33,32	MEQ-800	L4-C
EL CASCO						■	■	■	■	■	■	■	■	■	21 46,35	104 51,20	MEQ-800	L4-C
SABINOS						■	■	■	■	■	■	■	■	■	21 57,29	104 33,31	MEQ-800	L4-C
LA GUINEA						■	■	■	■	■	■	■	■	■	21 51,75	104 49,37	MEQ-800	L4-C
LA PALMITA						■	■	■	■	■	■	■	■	■	21 51,35	104 42,74	MEQ-800	L4-C

Tabla V.1 Resumen de los periodos de operación y características de las estaciones en torno a la presa de Aguamilpa.

V.2 Base de datos y su procesamiento

Se realizaron las lecturas de los sismogramas grabados en las estaciones testigo el Sordo y Casco, que cumplieran con una diferencia de tiempo entre las fases P y S de 5s, en los periodos comprendidos de 1987 a 1993 y de 1993 al 21 de mayo de 2001 respectivamente, con la finalidad de realizar un análisis estadístico. Así mismo, se analizaron los sismogramas del segundo semestre de 1993 de cinco estaciones, el Casco, Palmita, Guinea, Buruato y Sabinos para realizar las lecturas y crear una base de datos para localizar hipocentros. Para el año de 1994 se utilizaron las lecturas de 138

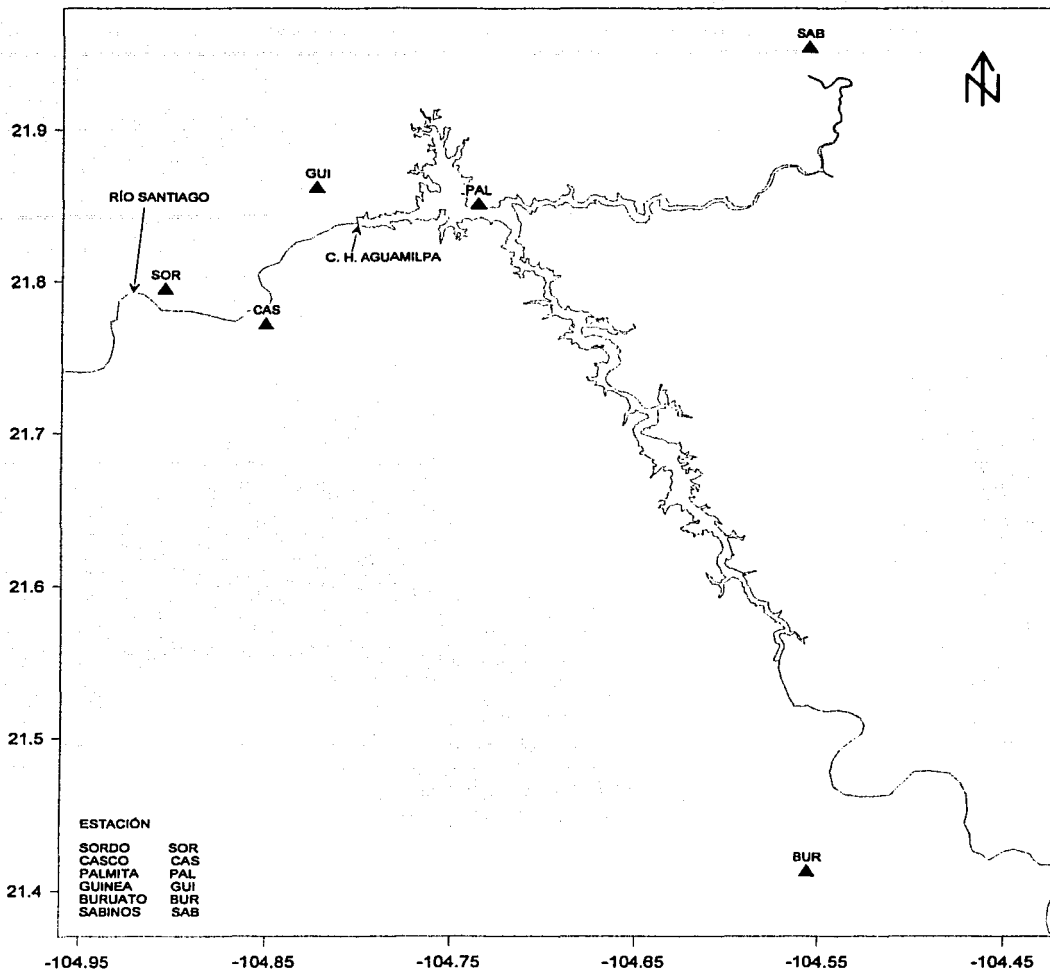


Figura V.1 En triángulos se representan las estaciones sismológicas distribuidas alrededor de la Central Hidroeléctrica Aguamilpa, equipadas con sismógrafos MEQ-800 y sensores de velocidad L4-C. La línea en azul representa el área cubierta por el embalse de la presa.

eventos de magnitud $M_c > 2.0$ con el objeto de complementar el análisis de la sismicidad en la zona de interés.

V.3 Análisis Estadístico con una sola estación

Con la finalidad de observar el comportamiento de la sismicidad local en el área del embalse de la Central Hidroeléctrica Aguamilpa antes, durante y después del llenado del embalse, se realizó un conteo de número de eventos sísmicos que tuvieran una diferencia de tiempo $S - P \leq 5.0s$, en las estaciones testigo el Sordo (1987 a 1991), Casco (1991 a 1993) y Casco (1993 a 2001) respectivamente.

En el caso del período de 1987 a 1993 se realizaron dos histogramas de número de eventos contra tiempo. Estos histogramas los podemos observar en la figura V.2. En ellos se consigna la actividad sísmica encontrada en el rango antes mencionado. Un aspecto relevante de esta sismicidad encontrada es que se correlaciona voladuras llevadas a cabo en la obra de construcción de la presa. Estas fueron identificadas por su periodicidad de ocurrencia en una horas específicas así como características típicas del cuerpo del sismograma, decaimiento exponencial y duración breve. Por lo que podemos afirmar que en este período de monitoreo no se registro actividad sísmica con una diferencia tiempo $S - P \leq 5.0s$ debido a movimientos tectónicos o volcánicos.

La evolución de la sismicidad desde principios del año de 1993 y hasta el 21 de mayo de 2001, en la estación Casco se presenta en la gráfica (figura V.3), en ella se puede apreciar las variaciones del nivel del embalse y la cantidad de sismo ocurridos a lo largo de este período

En esta gráfica se observa de manera clara el inicio del llenado del embalse (día 160 juliano) que corresponde al arranque de la función que representa el llenado del embalse. Las barras verticales de color negro pertenecen a la función que representa el número de sismos cada 5 días. La diferencia de tiempo entre el inicio de estas dos funciones representa el retraso de la actividad sísmica inducida que se asocia con la difusión de la presión de poro en el medio, modificador del estado de esfuerzos en el sitio de influencia. De acuerdo con algunos autores (Simpson, 1979; Withers, 1977), este tiempo de retraso es variable dependiendo del grado permeabilidad de la roca. Para nuestro caso fue 3 semanas y nos indica de manera cualitativa:

- 1.- Un alto grado de concentración de esfuerzos.

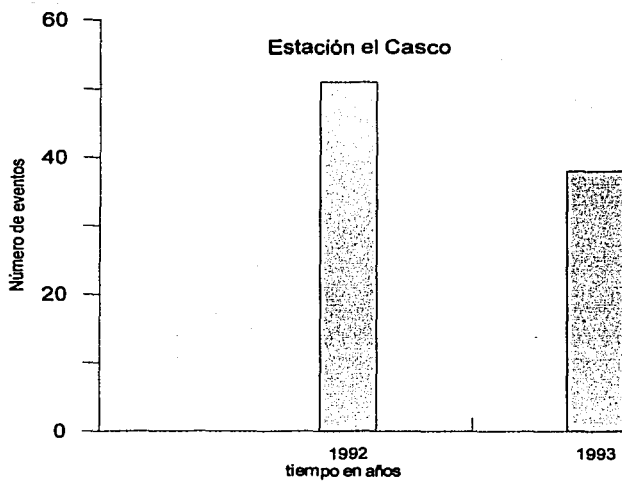
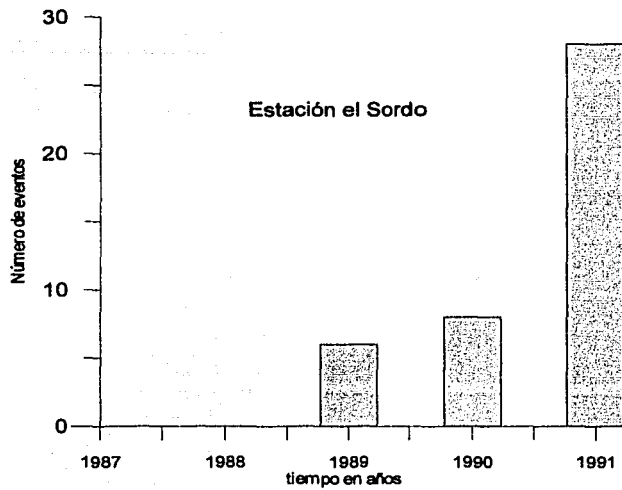
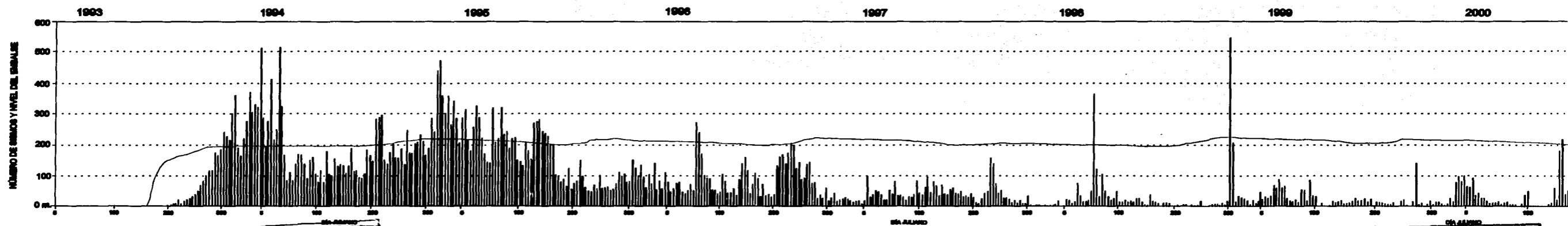


Figura V.2 Actividad sísmica registrada con S-P menor a 5.0 segundos en las estaciones testigo Sordo y Casco en el período comprendido de 1987 a mayo de 1993.

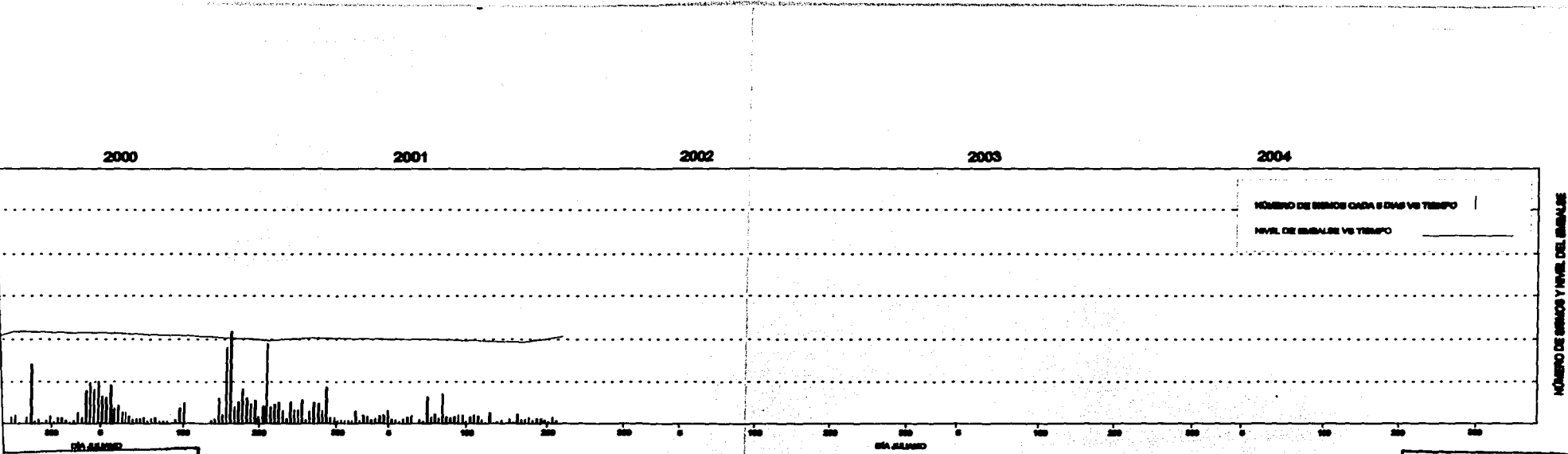
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura V.3 Histograma de la ocurrencia sísmica y fluctuaciones del nivel del embalse en la Presa A...

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



TESIS CON
del embalse en la Presa Aguamilpa

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2.- Alta permeabilidad en la roca.

3.- Y la presencia de vías abiertas como fracturas o fallas expuestas de grandes dimensiones.

En la figura se observa una alta correlación entre el incremento de la actividad sísmica y el aumento del nivel del embalse para los 2 primeros años después del llenado. Éste último, se puede ver en la gráfica como una línea con pendiente positiva, suave, que después adquiere una posición casi horizontal. Este ascenso y descenso se liga a la época de lluvia y estiaje, ocurre aproximadamente en el día juliano 200. También se observa como la sismicidad tiende a decrecer con el tiempo después de casi 8 años de monitoreo sísmico, es decir después de un periodo largo los esfuerzos efectivos y la presión de poro restablecen un nuevo nivel de equilibrio.

V.4 Sismicidad para el segundo semestre de 1993

El número de sismos registrados en este período por la red con más de 6 fases (P y S) fue cerca de 500 sismos. Debido a que no todas las estaciones de la red Aguamilpa tenían un buen control de tiempo, se decidió tomar la diferencia de tiempo entre las ondas P y S (S-P) para localizar los eventos, pues se consideró que si se realizaban las localizaciones con los tiempos leídos directamente de los sismogramas sin alguna corrección previa serían dudosas.

Las localizaciones se realizaron de acuerdo con el modelo velocidades propuesto por Uribe en 1994 (tabla V.2), así como los parámetros de convergencia presentados en la misma tabla.

HEAD		CFE	
RESET TEST (1)-	0.1		
RESET TEST (2)-	10.0		
RESET TEST (3)-	0.0	←	REGRESIÓN SIMPLE
RESET TEST (4)-	0.05		
RESET TEST (5)-	5.0		
RESET TEST (6)-	4.0		
RESET TEST (10)-	100.0		
RESET TEST (11)-	80.0	←	NÚMERO DE ITERACIONES MÁXIMAS
RESET TEST (12)-	0.8		
RESET TEST (13)-	1.0		
BUR +21 24.80N104	33.32W		
GUI +21 51.75N104	49.37W	←	COORDENADAS DE LAS ESTACIONES
CAS +21 46.35N104	51.20W		
SAB +21 57.29N104	33.31W		
PAL +21 51.06N104	44.16W		
3.5	0.0		
5.0	5.0	←	MODELO DE VELOCIDADES
6.1	20.0		
7.6	35.0		
05	02.	100.	1.75 4 0 0 1 1 0 1 0010 0 0.00 0 0.00
↑		↑	
PROFUNDIDAD		RELACION DE	
INICIAL		VELOCIDADES (Vp/Vs)	

Tabla V.2 Se presenta el contenido del archivo de parámetros de convergencia del hypo71 Uribe C., en (1994).

Para hacer las localizaciones se hizo una primera corrida utilizando las diferencias entre las lecturas (S-P) realizadas en la red Aguamilpa para el segundo semestre de 1993. La localización se realizó para tres diferentes profundidades de inicio 1, 3 y 10 Km, esto con el fin de ver que tan bien controlada está la profundidad. Los resultados muestran que no en todos los eventos se ofrece una solución única. Por tanto se eliminaron

aquellos eventos que no presentaron una localización (no convergen) para cualquiera de las tres profundidades de inicio (P_i). Hecho lo anterior se obtuvieron 280 sismos con hipocentro "estable". En las figuras V.4, V.5 y V.6 se muestran los hipocentros localizados para las 3 profundidades. En las figuras se observa que la mayoría de los hipocentros vistos en planta se agrupan en la margen izquierda de la presa y parte del cuerpo de agua del embalse. Es notorio que la mayor concentración de actividad sísmica se ubica entre la cortina de la presa y la traza de la falla el Sauz. En las 3 figuras se muestra un perfil E-W para observar si hay alguna tendencia de los hipocentros. Estos perfiles muestran que la mayoría de las profundidades son superficiales y cerca de los 5 km se observa una banda de sismicidad.

Para conocer la estabilidad de las soluciones utilizando diferentes valores de profundidad de inicio (P_i), se hizo un análisis estadístico de los valores RMS de las localizaciones vs el número de sismos donde se desprenden 3 casos:

- 1.- $P_i=1$ km, la distribución muestra una media aritmética $X_m=0.303$ con una desviación estandar de $S=0.271$
- 2.- $P_i=3$ km, $X_m=0.299$ y $S=0.276$
- 3.- $P_i=10$ km, $X_m=0.289$ y $S=0.269$

Los valores de X_m y S muestran en general que los sismos convergen con una profundidad inicial 10 km, como lo indican la media y la desviación estandar del valor medio cuadrático (figura V.7). No obstante, se escogió la profundidad de 3 km para posteriores análisis en la red Aguamilpa, debido a que los hipocentros convergen más de manera superficial y de acuerdo con algunos autores (Uribe, 1984 y Wither, 1977) el fenómeno de sismicidad inducida empieza de manera superficial y conforme se va dando la inclusión del agua en el medio, los hipocentros pueden ubicarse a mayores profundidades.

Para determinar la confiabilidad de las localizaciones se realizó una selección de hipocentros utilizando como criterio el valor medio cuadrático (RMS) y el número de fases involucradas en la localización (NP). Es importante decir que en este análisis se eliminaron aquellos eventos cuya profundidad resultante era siempre igual a la profundidad de inicio ($P_i=3$ km). Los criterios de selección se separan en dos grupos:

Grupo 1: $RMS \leq 0.15, NP = 3$

Grupo 2: $RMS \leq 1.0, NP = 4$

En la figura V.8 (sismos grupo 1) se puede ver que la sismicidad (95 eventos), se

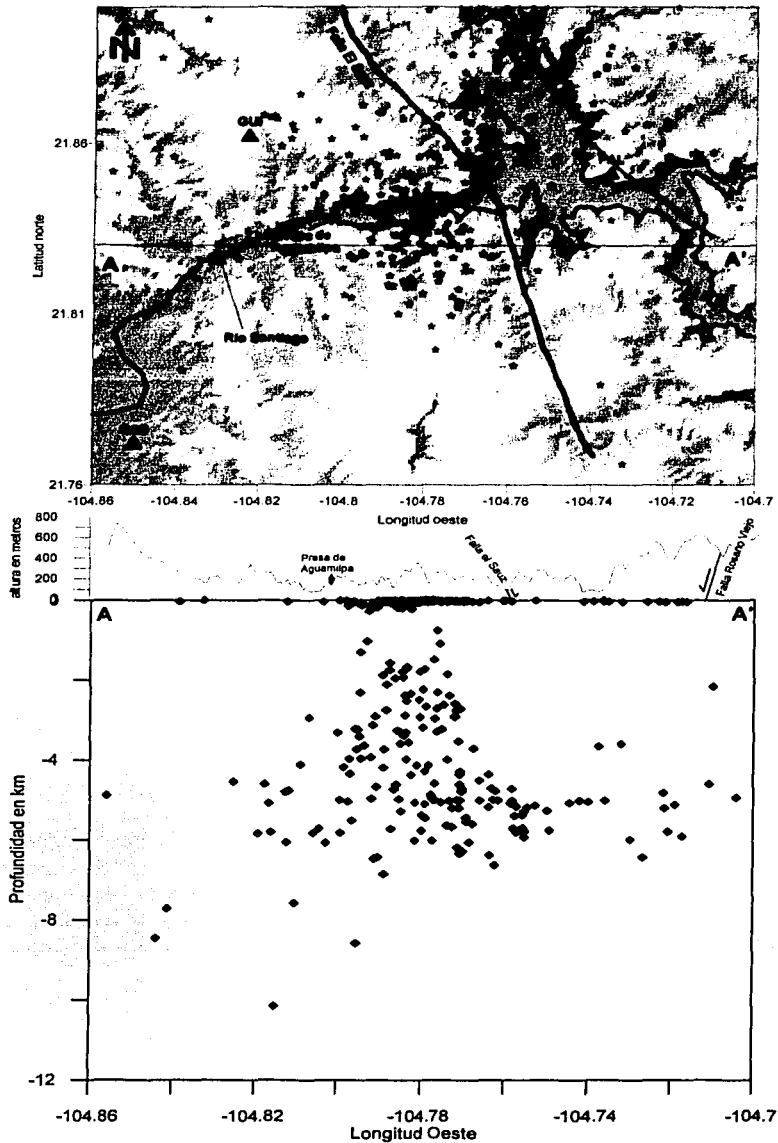


Figura V.4 En la parte superior se presentan los epicentros acompañados de un modelo digital de elevación, obtenidos con una profundidad de inicio de 1km. Así como, las fallas con tendencia NW-SE. En la parte inferior se muestra una sección con dirección E-W donde se aprecia la distribución de hipocentros en el área de interés.

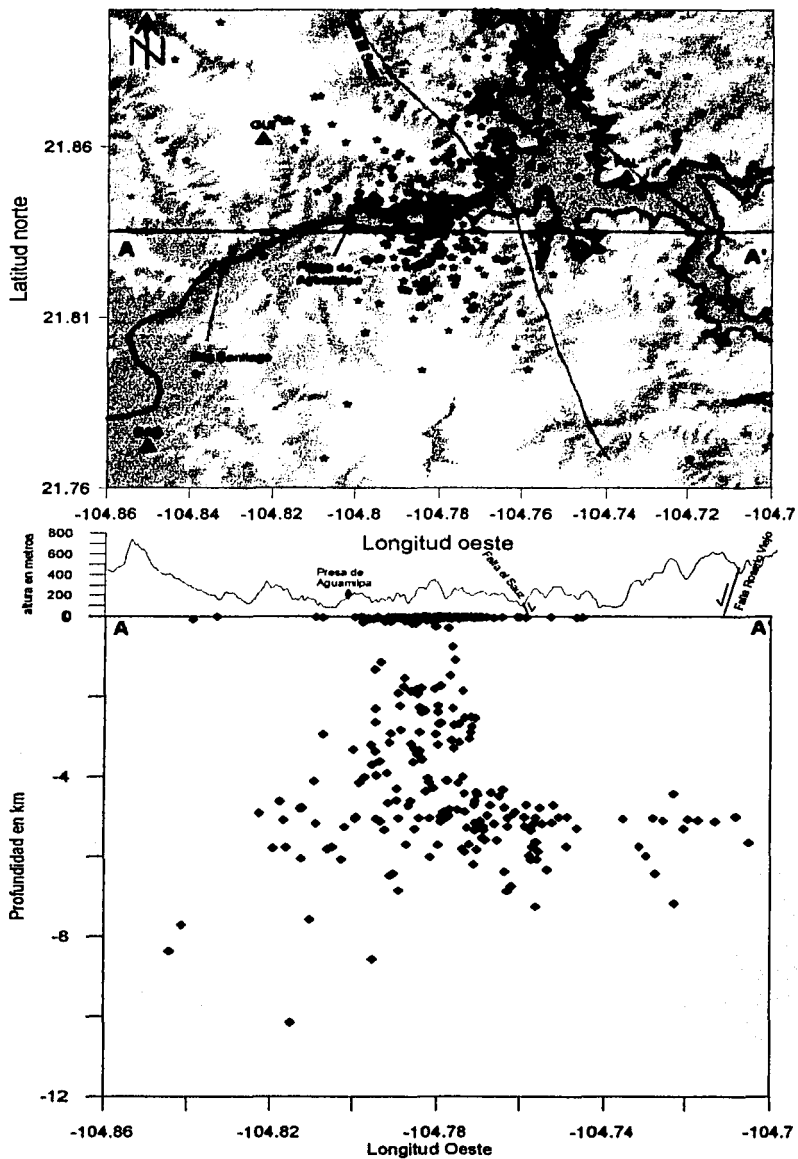


Figura V.5 En la parte superior se presentan los epicentros acompañados de un modelo digital de elevación, obtenidos con una profundidad de inicio de 3 km. Así como, las fallas con tendencia NW-SE. En la parte inferior se muestra una sección con dirección E-W donde se aprecia la distribución de hipocentros en el área de interés.

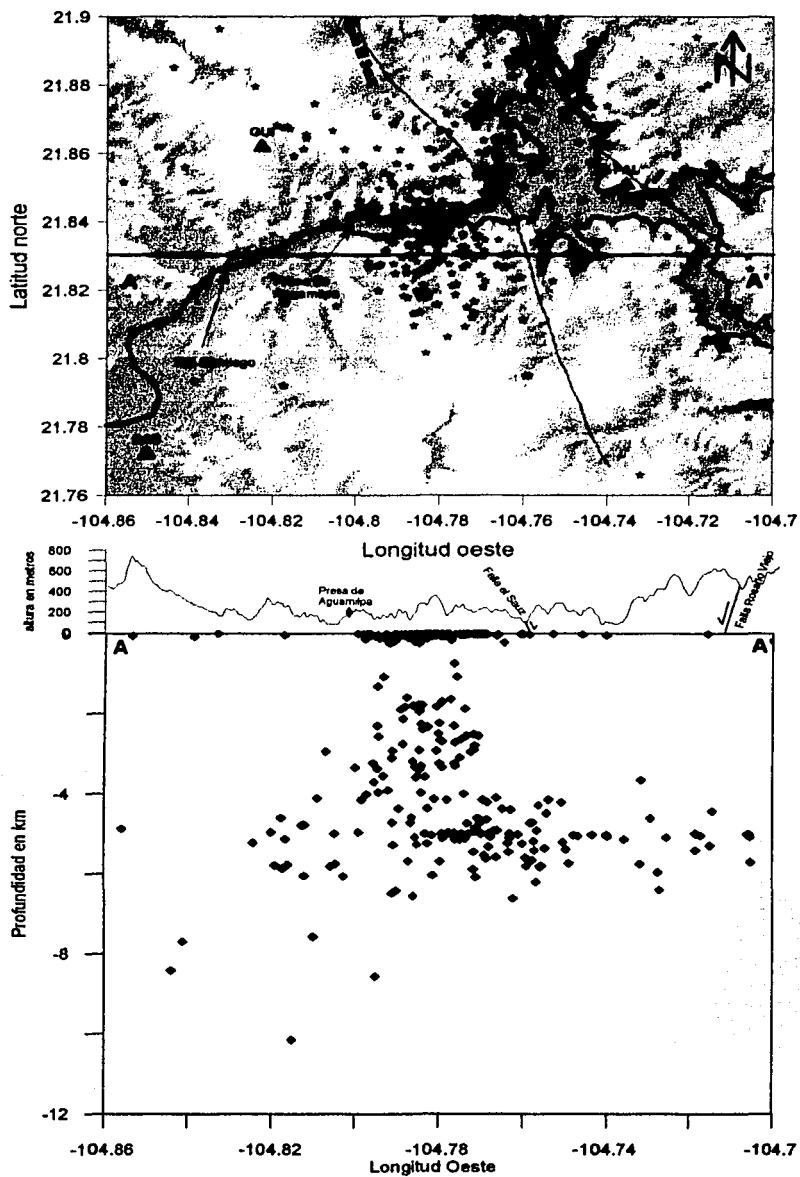


Figura V.6 En la parte superior se presentan los epicentros acompañados de un modelo digital de elevación, obtenidos con una profundidad de inicio de 10 km. Así como, las fallas con tendencia NW-SE. En la parte inferior se muestra una sección con dirección E-W donde se aprecia la distribución de hipocentros en el área de interés.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

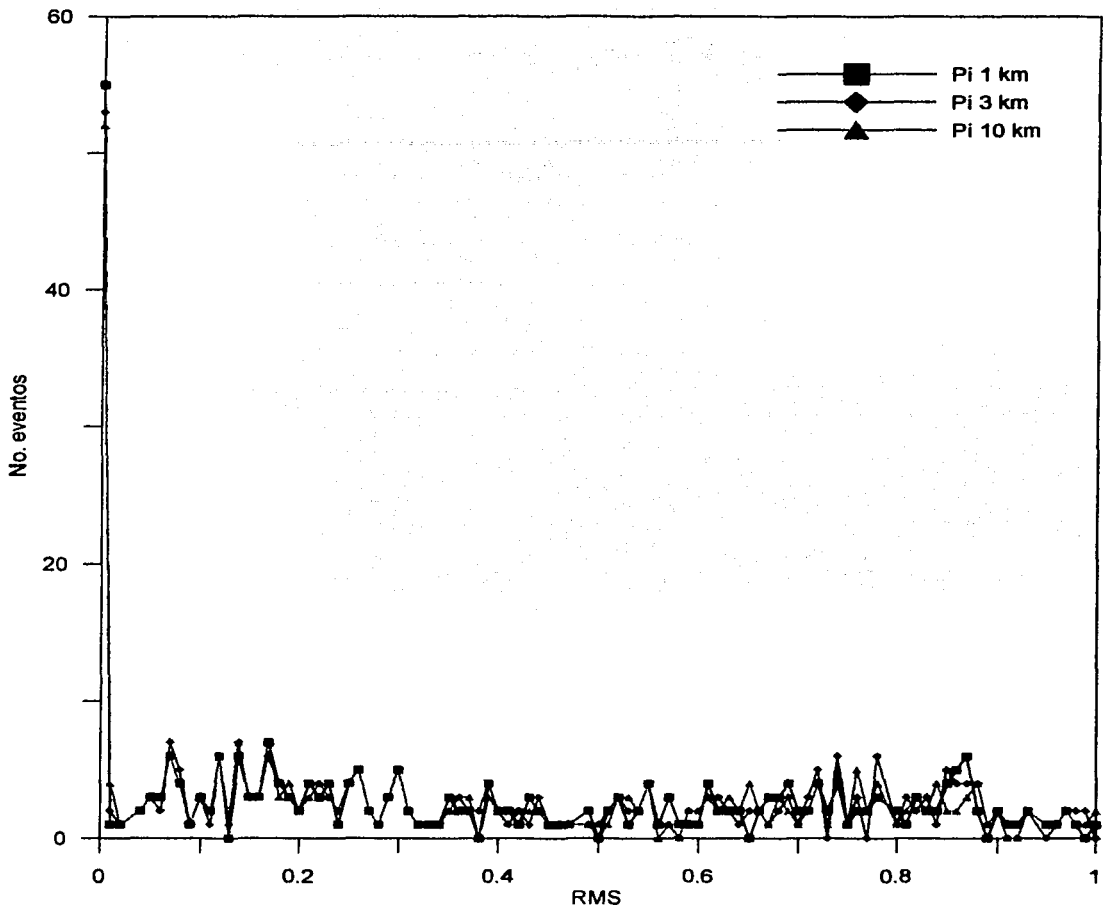


Figura V.7 Número de eventos contra el error cuadrático medio (RMS por sus siglas en inglés) para tres profundidades de inicio 1, 3 y 10 km.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

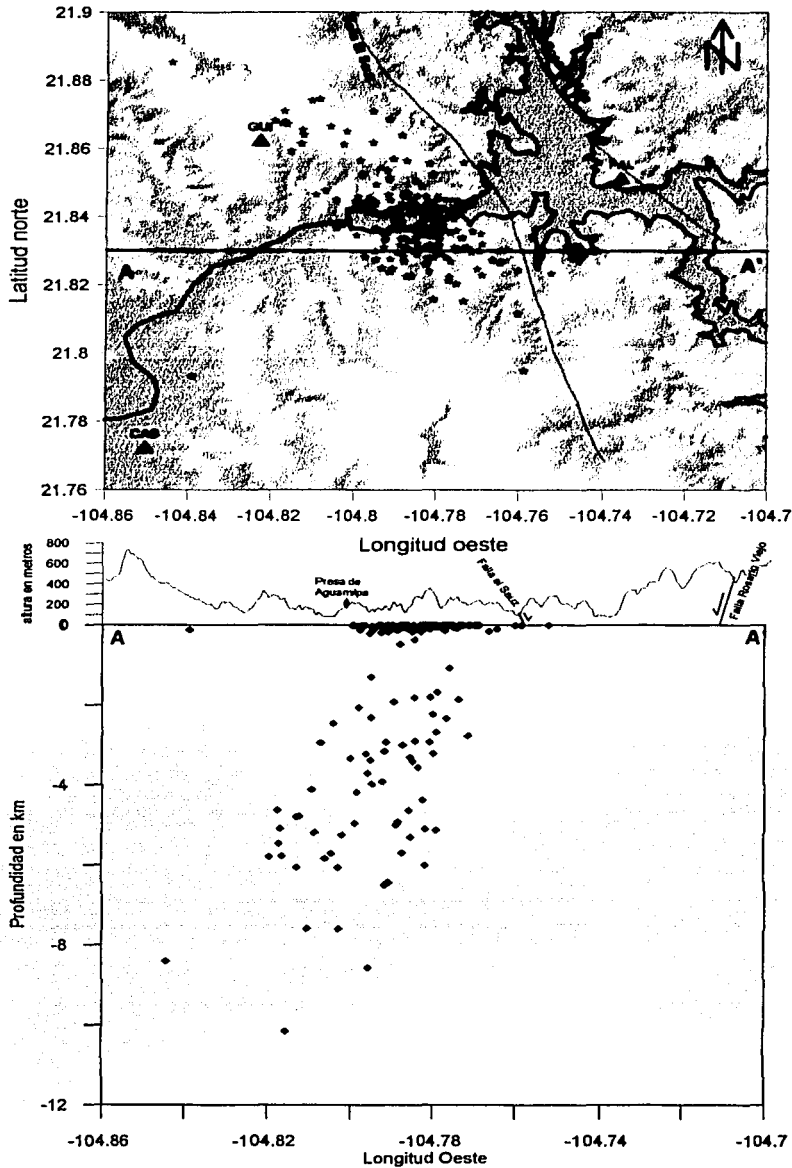


Figura V.8 En la parte superior se muestra la distribución de epicentros que cumplen con un RMS menor o igual a 0.15 y un número de fases igual a 3. Estos epicentros son acompañados de un modelo digital de elevación. En la parte inferior se presenta una sección topográfica e hipocentral con dirección E-W donde se aprecia la distribución de los focos sísmicos en el área de interés.

agrupan cerca del área de la cortina y en ambos márgenes del río Santiago, al oeste de la traza de la falla el Sauz. También se observa una clara tendencia NW-SE de estos epicentros. En esta misma figura se muestra un perfil E-W, en el cual se aprecia una gran cantidad de sismos superficiales. Los sismos que se presentan a mayores profundidades tienen una clara tendencia a inclinarse hacia el oeste y se ubican entre 2 y 8 km de profundidad.

La figura V.9 muestra los hipocentros (83) del grupo 2. Se observa que se concentran en dos zonas la primera en la margen izquierda del río Santiago, al oeste de la traza de la falla el Sauz. La segunda en la margen derecha, dentro del graben formado por las fallas El Sauz y Rosario Viejo. En el perfil que se muestra en esta figura se aprecia que los hipocentros se ubican entre 1 y 7 km. Un aspecto notorio es que en la primera zona los epicentros son un poco más profundos que la segunda.

De los resultados anteriores, es necesario mencionar que en su totalidad las localizaciones hechas, a partir de la red Aguamilpa, no presentan valores de incertidumbre horizontal (ERH) y vertical (ERZ). Esto se debe a que como la calidad de los datos es pobre, durante el proceso de iteraciones el programa encuentra incertidumbre demasiado grandes que salen del formato de impresión del archivo de salida y aparecen los espacios en blanco.

Por todo lo anterior, es imposible llegar a una conclusión definitiva en cuanto a las localizaciones hechas con las lecturas realizadas en la red Aguamilpa. Como se había dicho antes, no hay un buen control del tiempo en las estaciones que conformaran esa red además el análisis estadístico aplicado muestra poca estabilidad de las soluciones por falta de apertura de la red.

Inicialmente se había planteado realizar el análisis de la actividad sísmica para el segundo semestre de 1993. Sin embargo, con estas lecturas no se pudo establecer la distribución confiable de la actividad sísmica en la vecindad de la Presa de Aguamilpa, por lo que se optó por realizar un análisis extendido de la actividad sísmica con lecturas del año de 1994. Con estos datos se pretende ajustar un modelo de velocidades de 2 capas, así como el de establecer la relación de velocidades (V_p/V_s) de manera experimental, para realizar una relocalización para los sismos de los años 1993 y 1994 respectivamente. Esta decisión se tomó con base en la operatividad y control de tiempo de los equipos que conforman la red en ese año de 1994.

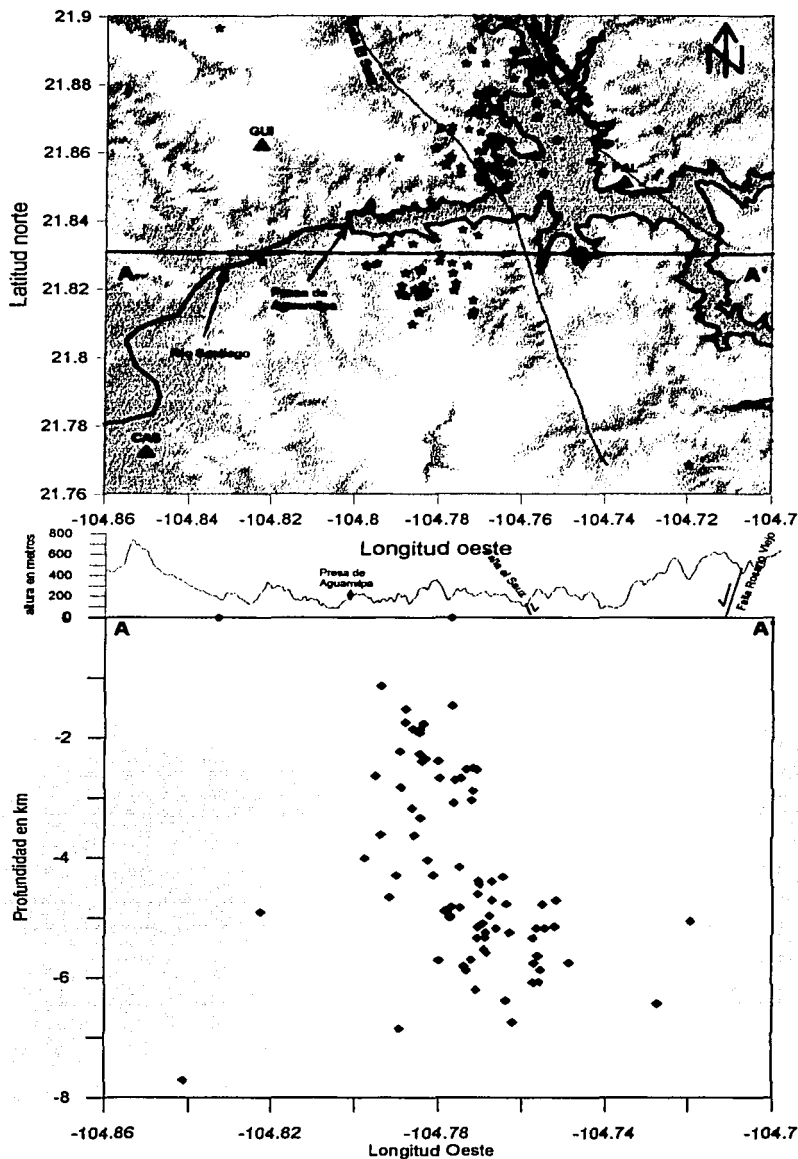


Figura V.9 En la parte superior se muestra la distribución de epicentros que cumplen con un RMS menor o igual a 1.0 y un número de fases igual a 4. Estos epicentros son acompañados de un modelo digital de elevación. En la parte inferior se presenta una sección topográfica e hipocentral con dirección E-W donde se aprecia la distribución de los focos sísmicos en el área de interés.

V.5 Análisis de lecturas para el año de 1994

Como se mencionó en la sección anterior, se decidió buscar información adicional para poder tener un mejor control en la localización de los eventos que ocurren dentro del área de interés. Esta información fue proporcionada por el Departamento de Estudios Sismotectónicos de la CFE. La cual consistió en lecturas de febrero a noviembre de 1994 de sismos de magnitud ($M_c \geq 2.0$), para formar un catálogo de trabajo de 138 eventos.

V.5.1 Método de Wadati

Las coordenadas de localización del epicentro y la profundidad del foco (h), frecuentemente son difíciles de determinar, principalmente cuando no se dispone de un buen número de estaciones con aceptable cobertura azimutal sobre el epicentro como es nuestro caso. Una de las técnicas que se utiliza comúnmente con los tiempos de llegada de las fases P y S a las estaciones de registro es el de Wadati (1933). Este método permite construir una curva con los tiempos de llegada de las fases P y S. La relación de las velocidades se puede estimar a partir de estos valores $T_p - T_o$ y $T_s - T_p$, donde el T_p y T_s son tomados de las lecturas. El tiempo origen (T_o) se obtiene con una primera corrida del . Conocidos estos valores, se construye una recta a partir de la dispersión de los datos y se ajusta por la técnica de mínimos cuadrados donde la pendiente de la recta más 1 indica la relación de velocidades ($\frac{V_p}{V_s}$).

Con este método se obtendrá:

- 1.- La relación de velocidades ($\frac{V_p}{V_s}$) que es uno de los parámetros de entrada del Hypo.
- 2.- La discriminación de sismos que tengan una lectura dudosa.

La distribución de las lecturas de los 138 sismos se presentan en la figura V.10, en ella podemos observar una dispersión de las lecturas regular cuya pendiente es de 0.77, la

cual nos da una relación de velocidades ($\frac{V_p}{V_s} = m + 1$) de 1.77.

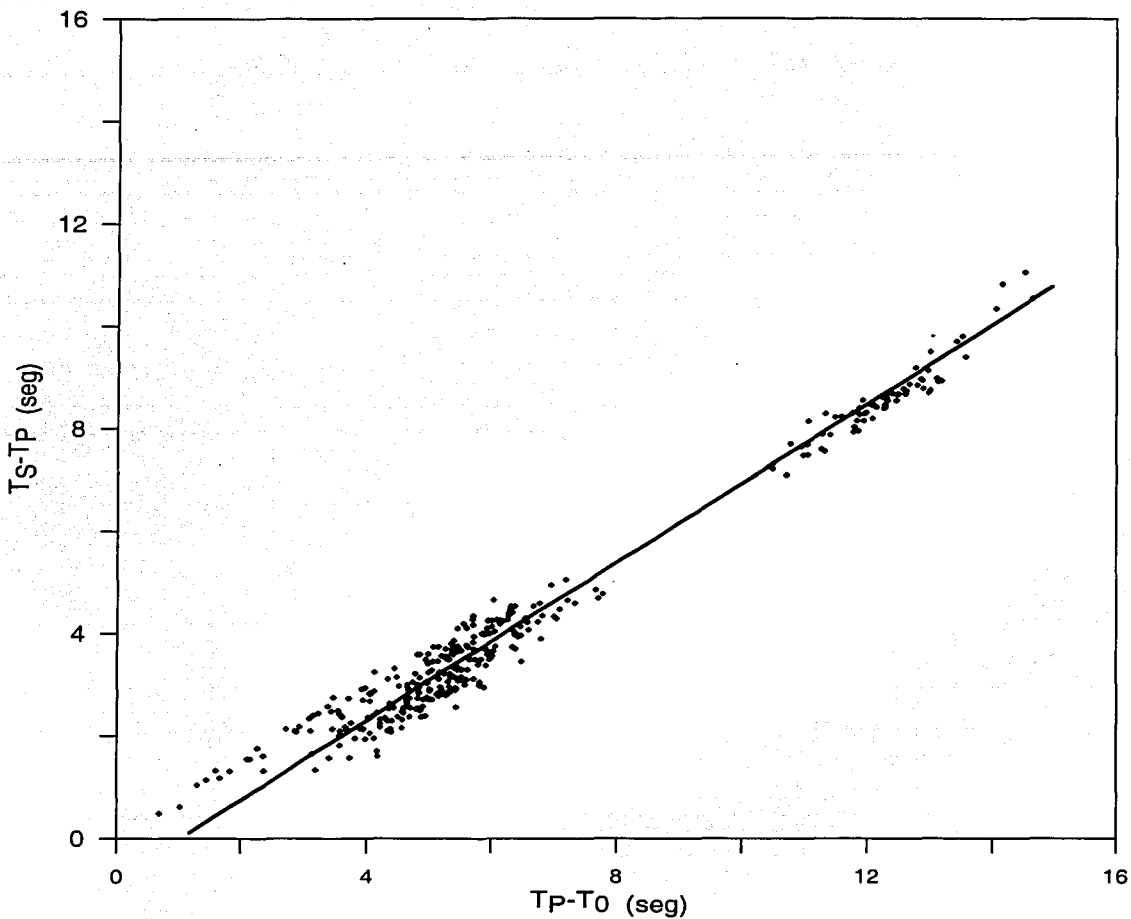


Figura V.10 Diagrama de Wadati construido con las lecturas de 138 sismos de magnitud (M_c) mayor o igual 2.0 para el año de 1994.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

V.6 Relocalización de sismos

Para hacer la relocalización de sismos, agregamos al archivo de parámetros de entrada la relación de velocidades obtenida de manera experimental anteriormente ($V_p/V_s=1.77$). Introducido este parámetro, el siguiente paso es modificar el modelo de velocidades para ello se propone un semi-espacio de una velocidad de ondas P de 2.0 km/s y un espesor de 32 km y se asume que en este semi-espacio se localizaran todos los hipocentros. En seguida, se analiza la velocidad de las ondas P para la primera capa del modelo de velocidades modificado, su valor en el rango 2.0 a 4.0 km/s cada 0.5 km/s y observando el comportamiento del No. de Eventos vs Error Cuadrático Medio (por sus siglas en inglés RMS) de los residuales de los tiempo de arribo al conjunto de sismos considerados. Los resultados se muestran en la figura V.11. De ésta se desprende que el valor de velocidad (V_p) con mayor número de eventos y un RMS pequeño se presenta en la velocidad de 3.5 km/s.

Hecho lo anterior, el archivo de parámetros de convergencia que da, como el que se muestra en la tabla V.3. Con este archivo se harán las relocalizaciones para los sismos de los años de 1993 y 1994.

Tabla V.3 Archivo de parámetros del modificado de manera experimental.

BUR	+21	24.80N104	33.32W													
GUI	+21	51.75N104	49.37W													
CAS	+21	46.35N104	51.20W													
SAB	+21	57.29N104	33.31W													
PAL	+21	51.06N104	44.16W													
3.5	0.0	← MODELO DE VELOCIDADES														
6.0	32.0															
03	02.	100.	1.77	4	0	0	1	1	0	1	0010	0	0.00	0	0.00	
↑			↑													
PROFUNDIDAD		RELACIÓN														
DE INICIO (P1)		DE VELOCIDADES (Vp/Vs)														

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

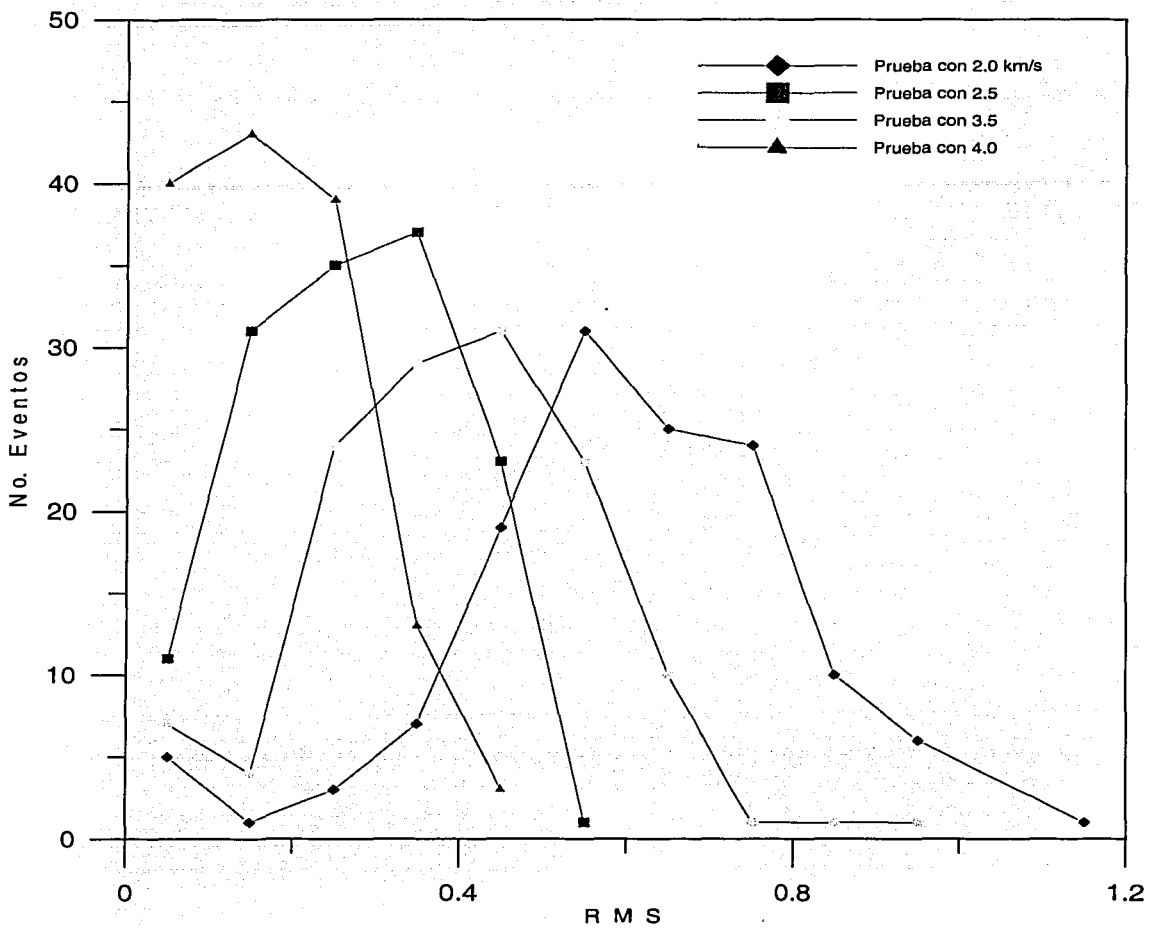


Figura V.11 Curvas que permiten definir con que velocidad de ondas P se presenta el RMS más bajo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

V.6.1 Relocalización de sismos para el año de 1993

La relocalización para el segundo semestre de 1993, utilizando los parámetros determinados de manera experimental en subcapítulo anterior se presentan en la figura V.12. En esta figura se muestran los epicentros que cumplen con:

- 1.- Una profundidad ($h < 100$ m, $\text{gap} < 180^\circ$ y $\text{RMS} < 1.0$) representados con asteriscos de color negro.
- 2.- Profundidad ($h > 100$ m, $\text{gap} < 180^\circ$ y $\text{RMS} < 1.0$) representados con asteriscos de color rojo.

En ella se observa, que la concentración de epicentros superficiales ($h < 100$) se ubican al este de la cortina dentro del cuerpo de agua del embalse, cubriendo parte de la margen izquierda de la presa. Los sismos con profundidad $h > 100$ en su mayoría se localizan hacia la estación Guinea (GUI) (margen derecha de la presa). No obstante, las dos concentraciones en general forman una banda limitada por la traza de la falla El Sauz (NW-SE).

En el perfil focal mostrado en esta misma figura podemos ver la sismicidad superficial, así como la sismicidad con profundidad $h > 100$ m la cual conserva una inclinación hacia el oeste de aproximadamente 65° con respecto a la horizontal.

Los detalles de las localizaciones se consignan en el anexo 1.

V.6.2 Relocalización de sismos para el año de 1994

La relocalización para el año del 1994 se dividió considerando la cobertura de las estaciones al epicentro (gap) y la calidad de las localizaciones. El criterio de calidad que usa hypo71, toma en cuenta la cobertura de las estaciones, el número de fases de P y S con sus correspondientes residuos (reflejo de la calidad de las lecturas). Con base en lo anterior, la calidad asignada puede ser A (excelente), B (bueno), C (regular) y D (poco confiable).

Los criterios de selección son:

- calidad B y C y un $\text{gap} < 180$ así como un $\text{RMS} < 0.5$
- calidad B, C y D, un $\text{gap} < 180$ así como un $\text{RMS} < 0.5$

La distribución de los sismos (58) para el primer criterio antes señalado (figura V.13), muestra una migración de la sismicidad con respecto a las localizaciones del año de 1993 y se ubican al sur del Río Huaynamota, sobre el cause del Río Santiago. El comportamiento de estos sismos en profundidad se pueden ver en el perfil mostrado en la parte inferior de la figura V.13. En este perfil se observa que un gran número de sismo se agolpa en la superficie a la altura del río Santiago y se profundizan hacia las márgenes del río. El comportamiento de esta actividad en profundidad es similar a la encontrada para el año de 1993, es decir, cerca del cuerpo de agua del embalse la sismicidad es poco profunda, la cual sugiere que es la zona donde inicia la inclusión del agua y como consecuencia la difusión de la presión de poro y a su vez la modificación del estado de esfuerzos inicial en la zona.

La distribución de los sismos (73) para el segundo criterio de selección se muestra en la figura V.14. En esta figura podemos apreciar que agroso modo la actividad sísmica se comporta muy similar al criterio de selección anterior.

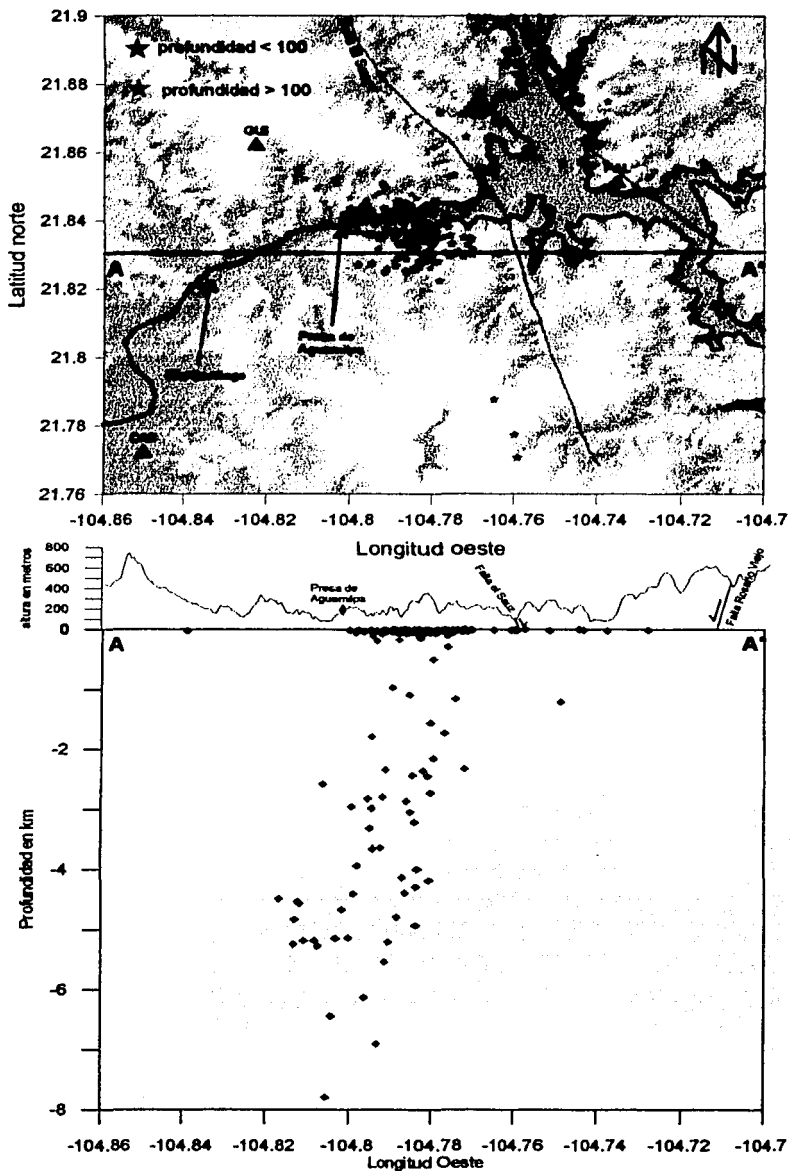


Figura V.12 Se presenta la distribución de hipocentros (114) superficiales ($h < 100$ m), un gap < 180 y $RMS < 1$. Así como los hipocentros (65) con profundidades $h > 100$ m, un gap < 180 y $RMS < 1$. Estos hipocentros fueron localizados utilizando el nuevo modelo velocidades (V_p/V_s) obtenido de manera experimental.

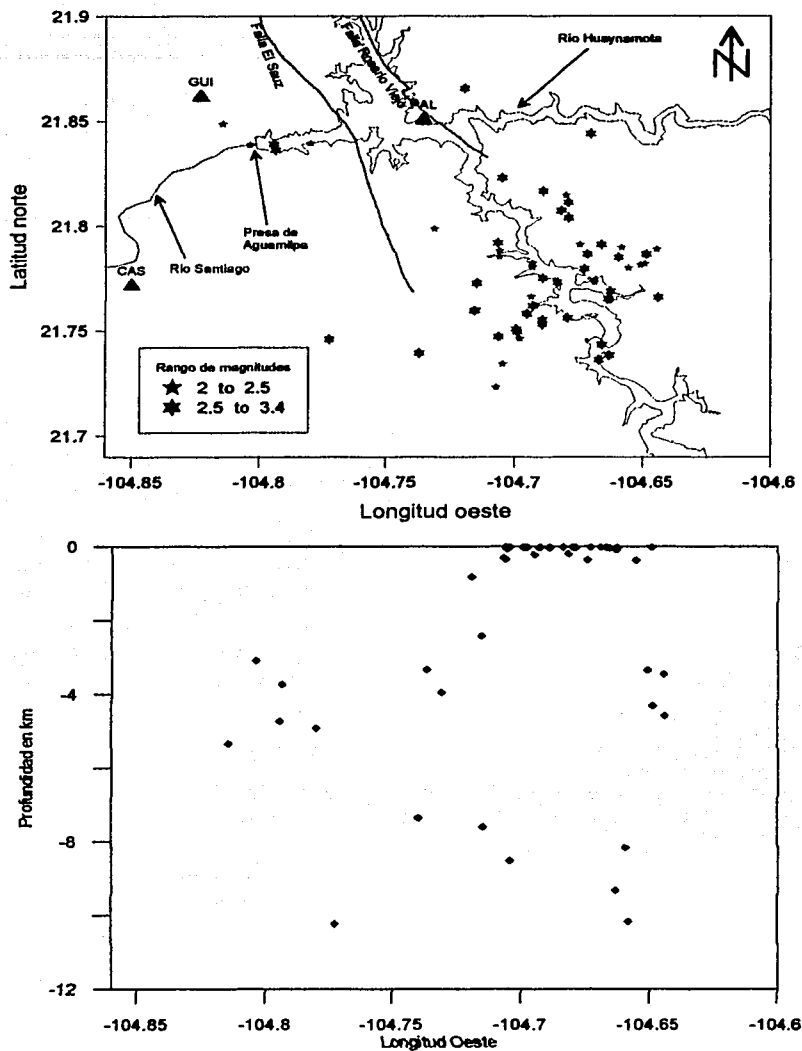


Figura V.13 Distribución de hipocentros con calidad B, C un gap < 180 y un RMS < 0.5. El comportamiento de estos sismos en profundidad se muestra en el perfil focal parte inferior de la misma figura.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

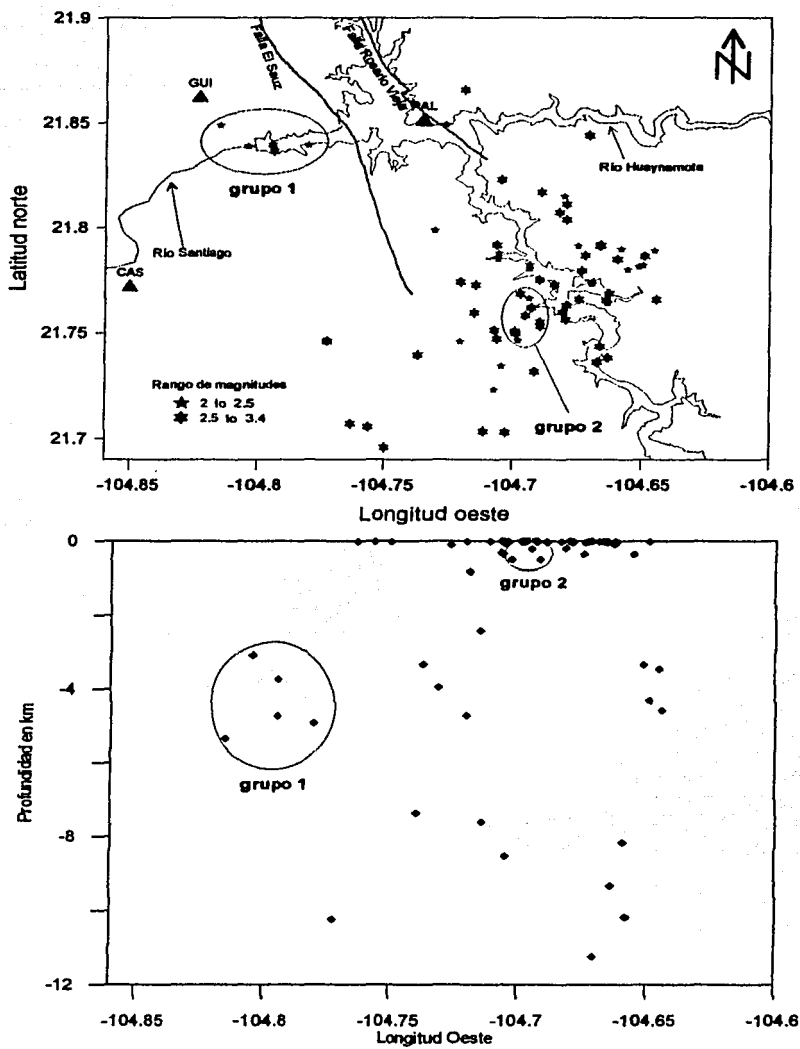


Figura V.14 Distribución de hipocentros con calidad B, C, D un gap < 180 y un RMS < 0.5. El comportamiento de estos sismos en profundidad se muestra en el perfil focal parte inferior de la misma figura.

V.7 Otra red sismológica en el área del embalse.

V.7.1 Antecedentes

Debido al interés por conocer el comportamiento sísmico en la zona próxima a la Presa de Aguamilpa, se consideró necesario aumentar el número de estaciones sismológicas en un radio más reducido alrededor del embalse. Se instaló una red local próxima a la presa independiente a la ya existente, constituida por 5 sismógrafos autónomos (MEQ-800), la cual operó durante el periodo del 8 de marzo al 30 de septiembre de 1994. La distribución de esta red se presenta en la figura V.15 y algunas características de las estaciones se presentan en la tabla V.4

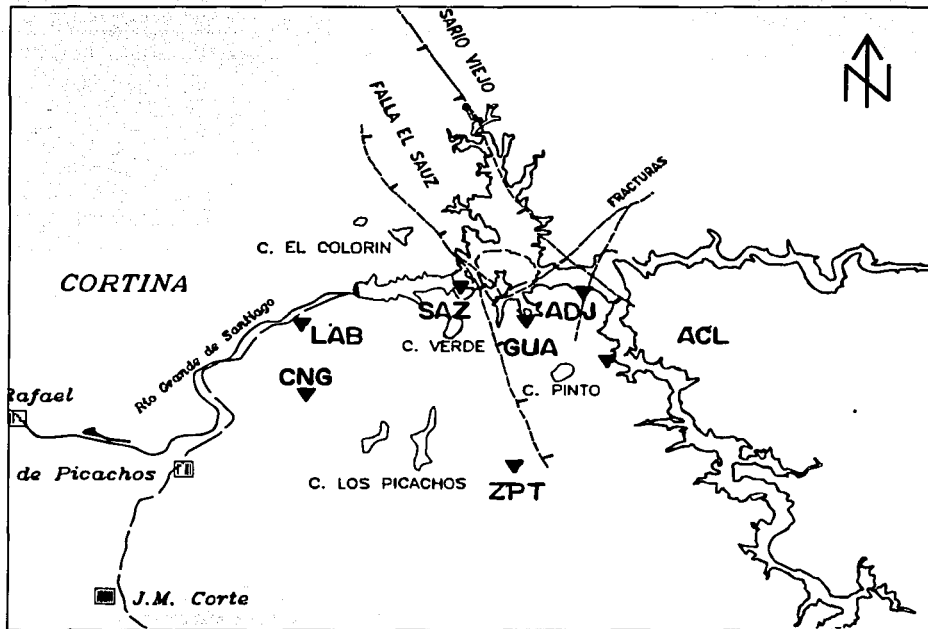


Figura V.15 Distribución de las estaciones alrededor de la presa de Aguamilpa (Lomas D., 1994).

STATION (CODE)	COORDINATES		ELEVATION (m)
	LAT N	LONG W	
Arroyo Agua Caliente (ACL)	21.812	104.716	200
Las Adjuntas (ADJ)	21.839	104.728	200
El Sauz (SAZ)	21.841	104.768	200
Las Guacheras (GUA)	21.828	104.747	200
Laboratorio Instrumentación (LAB)	21.826	104.820	120
Fijido El Zapote (ZPT)	21.770	104.736	600
La Ciénega (CNG)	21.798	104.818	520

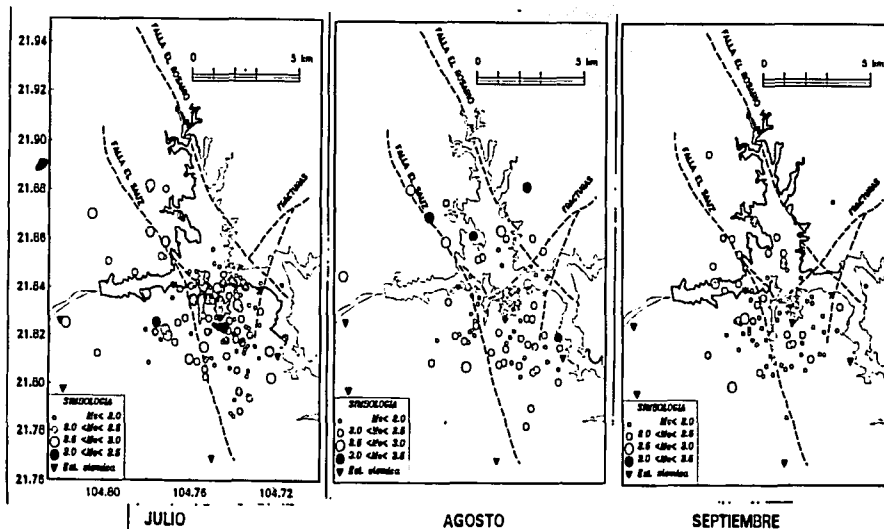
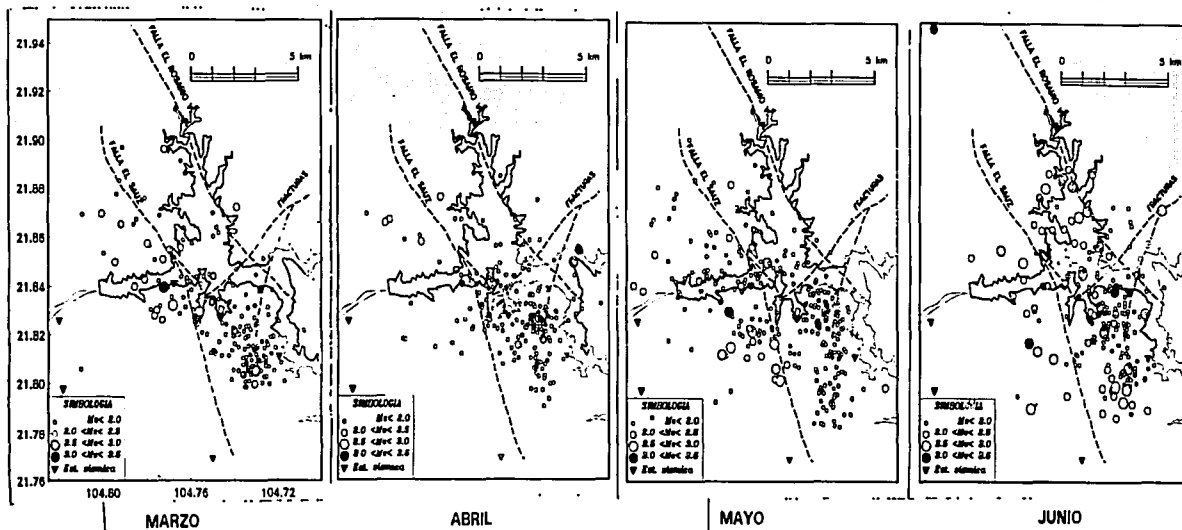
Tabla V.4 Estaciones que conforman la red temporal de Aguamilpa

V.7.2 Actividad sísmica

Con esta red se pudo determinar la localización de 1222 hipocentros, en el período de marzo a septiembre de 1994 (figura V.16). De acuerdo con Lomas D., (1994) los epicentros se distribuyeron con una tendencia aproximada NW-SE. Los epicentros se separan en dos concentraciones. La primera se ubica al sur de la confluencia del río Santiago y Huaynamota dentro del graben formado por las falla El Sauz y Rosario-Viejo. La segunda es menor en cuanto a epicentros y se ubica al este de la traza de la falla El Sauz. Esta concentración es más dispersa, no obstante, buena parte de la sismicidad de magnitud (M_c) entre 2.5 y 3.0 ocurre en esta zona.

También Lomas D., (1994), realizó dos perfiles con hipocentros que cumplieran con una $M_c > 2.5$ y número de fases $N_F > 8$, con la finalidad observar el comportamiento en profundidad de los hipocentros, uno transversalmente al graben y otro paralelo al él (figura V.17).

El origen del perfil I se fijó en las coordenadas 21.814°N y 104.82°W con un azimut de 62.5° (figura V.18). El perfil incluye epicentros de la figura anterior así como cortina de la presa, estaciones sísmicas y las trazas de las fallas en superficie. En general la distribución hipocentral es más profunda al centro del perfil y en sus extremos más superficial dando una apariencia de una cuenca sísmica con paredes casi verticales. De este perfil se identificaron cuatro zonas de acuerdo a la profundidad de los eventos de mayor magnitud de 3.0. La primera zona es la más superficial, el evento más profundo se calculó a menos de 1 km. La segunda zona es también muy superficial, con una agrupación escasa y dispersa de eventos comprendidos en el intervalo de profundidades de 1 a 3 km. La tercera es la que contiene mayor cantidad de hipocentros. Se situó en el intervalo de profundidades de 3 a 6 km, con la característica que se observa un basculamiento hacia el oeste según se aprecia en el perfil. La cuarta zona es muy compacta, limitada en el intervalo de profundidades de 6 a 9 km.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura V.16 Localización de epicentros, obtenidos con la red sísmológica temporal modificado de Lomas D., (1994).

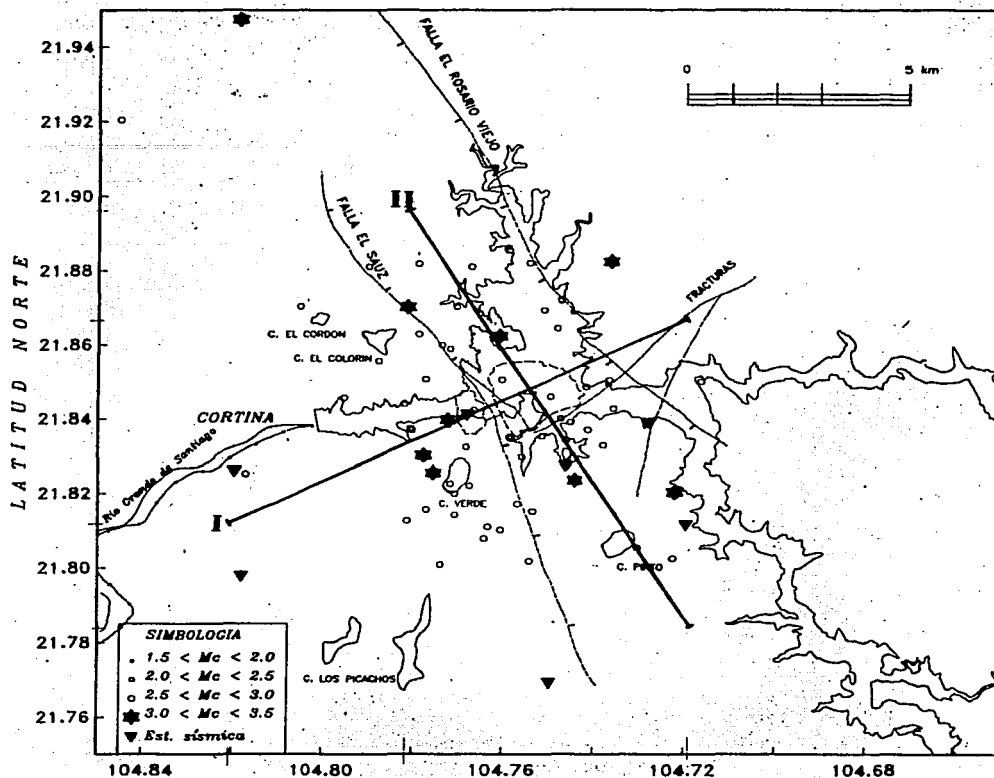


Figura V.17 Distribución epicentral de magnitud (M_c) mayor de 2.5 y número de fases (NF) mayor de 8. Las líneas (I y II) son perfiles sísmicos, modificado de Lomas D.,(1994).

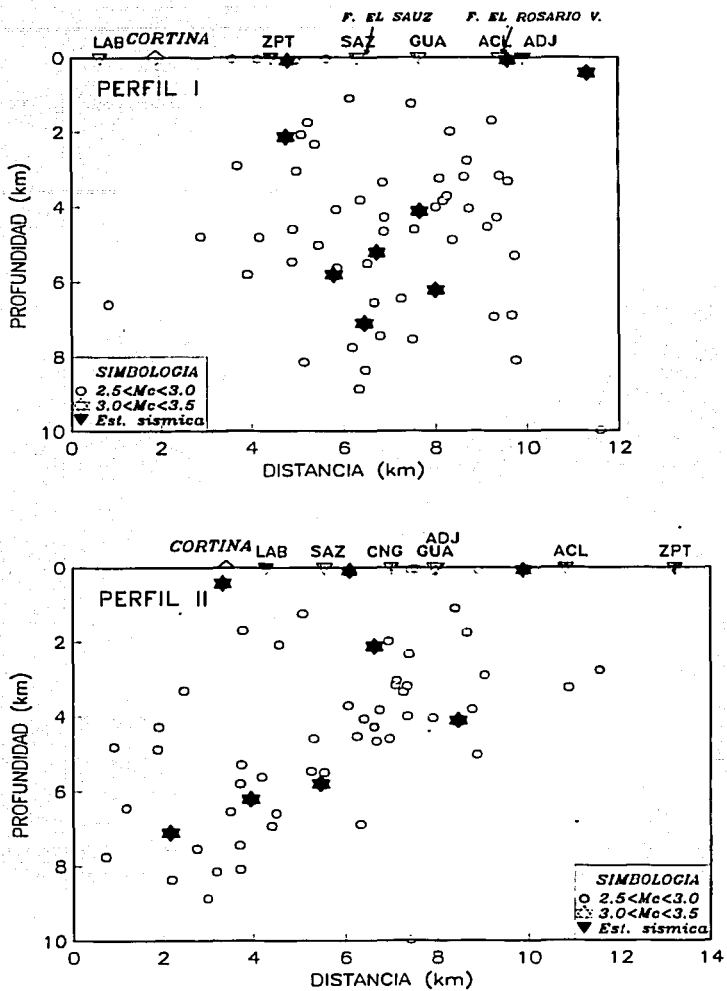


Figura V.18 Perfiles sísmicos de hipocentros de magnitud >2.5 y número de fases >8 (Lomas D., 1994). El perfil I es perpendicular a las fallas el Sauz y Rosario Viejo el cual permite identificar los límites de la actividad sísmica en esta fosa tectónica. El perfil II paralelo a las fallas antes mencionadas permite observar la tendencia de los hipocentros a profundizarse hacia el noroeste.

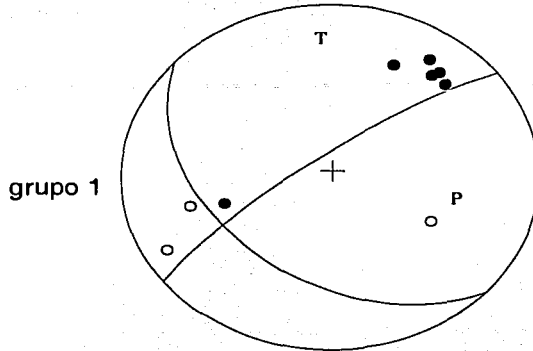
El origen del perfil II, se fijó en las coordenadas 21.894 N° y 104.780 W° con un azimut de 151° (figura V.18), se graficaron todos los epicentros de la figura V.17, con excepción del evento $M_c > 3.0$ que esta al norte de la central. De este perfil, se observa una clara tendencia en profundidad, la cual se encuentra limitada por las proyecciones de la cortina a 9 km de profundidad y al SE de GUA a la profundidad de 4 km. En este último punto se observa una flexión hacia la superficie hasta la estación ACL. La distribución de los hipocentros marca una banda de unos 3 km de espesor. La inclinación de esta banda sísmica es de 40° aproximadamente, su espesor puede ser mayor si se considera la sismicidad hacia el NE que es más superficial, de lo que resultaría un bloque de casi 8 km de espesor sujeto a movimientos.

V.8 Mecanismos focales

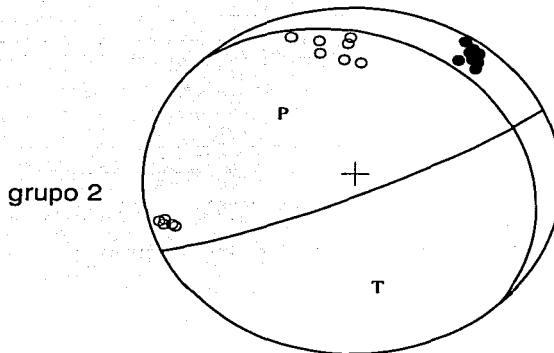
Una vez hecha la relocalización de los sismos del año de 1994, se procedió a hacer los mecanismos focales de aquellos sismos (figura V.14) próximos que tuvieran profundidades muy cercanas, en seguida se ligaron varias lecturas (polaridad, ángulo azimutal y ángulo de incidencia) de sismos con mecanismos focales semejantes.

Los 2 mecanismos obtenidos para el año de 1994 tienen planos nodales muy bien controlados. En la figura V.19 podemos ver estos mecanismos focales. Los resultados indican una solución de falla normal con planos NW-SE y NE-SW con ejes de tensión casi horizontales.

PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	233.0	80.0	-131.8	T: 353.9 23.4
B:	132.0	42.7	-14.8	P: 105.1 39.9



PHI	DIP	RAKE	TREND	PLUNGE
A:	315.0	20.0	-22.2	T: 172.0 35.0
B:	66.0	82.6	-108.6	P: 315.8 49.1



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura V.19 Mecanismos focales compuestos para los grupos mostrados en la figura V.14.

V.9 Análisis de resultados

Tomando en cuenta la sismicidad histórica y la observación de las estaciones sismológicas El Sordo y Casco alrededor de la Presa de Aguamilpa antes, durante y después de la construcción. Se determinó que antes de la obra, la zona se hallaba en una quietud sísmica. Ésta se mantuvo, hasta que comenzó el llenado de la presa y como consecuencia hubo una modificación del estado de esfuerzos en la zona.

La concentración de esfuerzos tectónicos (esfuerzos iniciales) en el área de interés fueron tales que permitieron ser alterados en un tiempo de 3 semanas aproximadamente. Este periodo de tiempo fue estimado a partir del retraso de la actividad sísmica después del llenado del embalse (figura V.2). De acuerdo con algunos autores (Simpson, 1976; Withers, 1977 y USCOLD, 1997) este tiempo es variable dependiendo el grado de fracturamiento de la roca.

La relación entre la sismicidad y el aumento del nivel del agua se verifica para los dos primeros años (1993 y 1994). Esta correlación se asocia a la difusión de la presión en el poro la inclusión del agua en el medio poroso. Lo anterior nos indica de manera cualitativa que en la vecindad de la presa Aguamilpa existen:

- 1.- Alto grado de concentración de esfuerzos.
- 2.- Alta permeabilidad en la roca.
- 3.- Presencia de vías abiertas como fracturas o fallas expuestas de grandes dimensiones.

La disminución de la sismicidad (figura V.2) después de 8 años de monitoreo sísmico sugiere un equilibrio entre los esfuerzos efectivos y la presión de poro por haber estado actuando sobre fallas o fracturas en un periodo considerable.

La distribución de epicentros obtenida con la red Aguamilpa para el segundo semestre de 1993 básicamente conserva una dirección NW-SE (figura V.12) que probablemente refleje la dirección de algunas estructuras geológicas locales. Los sismos localizados en el año de 1994 presentan una migración respecto a los de 1993 (figura V.14).

Los perfiles focales de las figuras V.12 y V.13 muestran dos profundidades de los hipocentros localizados. Los primeros con profundidad $h < 0.1$ km se ligan al fenómeno de difusión en fallas o fracturas dentro o muy cerca del cuerpo de agua del embalse. Los segundos con profundidades $0.1 < h < 10$ km posiblemente estén asociados a la difusión de la presión a través de vías abiertas o fallas de grandes dimensiones. El perfil focal contenido en la figura V.12 puede definir un sistema de fallas NE-SW como lo

sugieren la banda sísmica de hipocentros buzando hacia el NW con profundidades de hasta 5 km.

Por otro lado, el análisis hecho por Lomas D., (1994) de la actividad sísmica registrada a partir de una red temporal, permitió determinar las localizaciones hipocentrales, con las cuales pudo establecer la distribución de los epicentros (figura V.16) alrededor de la presa de Aguamilpa. La distribución de estos epicentros estuvo principalmente hacia el SE de la cortina, dentro del graben formado por las fallas El Sauz y Rosario viejo. Esto es debido a que esta red presentó una cobertura principalmente en la margen izquierda, motivo por el cual la actividad observada se concentra en esta zona. No obstante, dado el buen control de tiempo que existía en las estaciones, las localizaciones dentro de la misma son de gran precisión. Los perfiles focales realizados de manera paralela al graben y perpendicular a este, muestran la existencia de planos de debilidad de rumbo NE-SW con inclinación de 40° aproximadamente, buzando hacia NW, es decir la parte más superficial de este bloque sísmico se ubica hacia el SE del perfil (figura V.18) y más profunda hacia el NW del mismo.

Las localizaciones hipocentrales obtenidas con las red instaladas en el entorno a la presa evidencian la migración de la sismicidad ver figuras V.12 y V.16 (hacia el SE de la presa). La tendencia (a buzarse hacia el NW) de los hipocentros determinados con estas dos redes, sugieren fuertemente que la actividad sísmica se puede asociar al sistema de fallas NE-SW como lo sugieren los perfiles de las figuras V.12 y V.18. Con base en lo anterior, podemos decir que la difusión de la presión hidráulica (modificador del estado de esfuerzos efectivos) en la dirección NW en torno a la presa fue más intensa.

La solución del mecanismo focal (figura V.19 parte superior) para la zona de concentración epicentral del año 1993 (figura V.12) es de tipo de falla normal, el plano más consistente NE-SW con buzamiento hacia el NW con ejes de tensión casi horizontales. Estas soluciones exhiben la tendencia del patrón estructural en esa zona, así como el régimen de esfuerzos (extensionales) vigente en el área de estudio.

De acuerdo con las solución del mecanismo focal obtenida en este trabajo para la zona ubicada hacia el SE de la presa (figura V.14 y V.19), podemos decir que esta actividad sísmica se asocia principalmente a un sistema de fallas de tipo normal con orientación NE-SW buzando SE.

A partir de esta actividad sísmica analizada no se encontró una evidencia clara o contundente que acusara que ésta se pudiera asociar de manera directa a las fallas el

Sauz y Rosario Viejo como generadoras de sismos. Sin embargo, es claro que por estas fallas hubo flujo del agua (funcionaron como vías abiertas) horizontal y verticalmente. Por otra parte, vale la pena mencionar que en esta tesis no se hizo una comparación de las localizaciones o inclusión de las lecturas de una red con otra para el año de 1994, debido a que queda fuera del alcance de este estudio, sin embargo es una opción para un análisis futuro.

VI CONCLUSIONES

- El Cambio en la frecuencia sísmica observada en las estaciones El Sordo y El Casco indican una modificación del estado de esfuerzos inicial en el entorno de la Presa Aguamilpa.
- El retraso (21 días) de la actividad sísmica respecto al llenado del embalse indica un alto grado de permeabilidad en la roca in situ, así como un alto grado de concentración de esfuerzos.
- Debido a la apertura de la red y la falta de control de tiempo en el año de 1993, solamente permite localizar sismos en las cercanías de la presa.

A partir de la solución de mecanismos focales y la distribución espacial de la actividad sísmica en el entorno de la presa Aguamilpa se ha llegado a las siguientes conclusiones:

- Los mecanismos de falla normal, evidencian un campo de esfuerzos extensional, causante de la actividad sísmica en la vecindad de la presa.
- Las localizaciones hipocentrales obtenidas en 1994 permiten observar una migración de la sismicidad hacia el sureste de la presa, respecto a la encontrada en el segundo semestre de 1993.
- La distribución de los hipocentros en los perfiles sísmicos muestran actividad sísmica superficial ($h < 100\text{m}$) que se ubica principalmente en el cuerpo del embalse y se asocia a la modificación de los esfuerzos debido a la difusión de la presión de poro.

REFERENCIAS

- Abe K., 1981** Magnitude of large shallow earthquake from 1904 to 1980, *Phys. Of the Earth and Planet. Int.* Vol 27, 72-92.
- Allan J., 1986.** Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt G.S.A. Bulletin 97, pp. 473-485.
- Allan J., Nelson S., Luhr J., Carmichael I., Wopmat M. and Wallace P., 1991.** Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico. In the Gulf and Peninsular Province of the Californias. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir* 47, Dauphin J. and Simoneit B. Editors.
- Barrier E., Burgois J., y Michaud F. 1990** Le Systeme de rifts actifs du point triple de Jalisco: vers un proto-golfe de Jalisco; *C. R. Acad.Sci. Paris, T. 310. Série II, P. 1513-1520.*
- Bell, M. L. and Nur, A., 1978.** "Strength Changes Due to Reservoir-Induced Pore Pressure and Stresses, and Aplicación to Lake Oroville," *Journal of Geophysical Reseach*, v. 83, pp. 4469-4483.
- Bisztricsany, E. (1958).** On the problem of magnitude determination. *Zeitschr. f. Geophysik*, 24, 153-160.
- Bullen K. E. and Bolt B. A., 1985.** An Introduction to the theory of seismology. Cambridge University Press. pp 384- 386.
- Burgois J., Renard, V., Auboin J., Bandy W., Barrier E., Calmus T., Carfantan J., Guerrero J., Mammerickx J., Mercier L., Michaud F. and Sosson M. 1988** fragmentation en cours du bord Ouest du Continent Nord American-les frontieres sous-marines du bloc Jalisco (Mexique): *Comptes rendus de L' Academie des Sciences (Paris)*, v. 307, ser. 2, p. 1121-1130.
- Cortés del Moral, 1990** Manual de metodología. Universidad, Cristóbal Colón. Departamento de Investigación Veracruz, México.
- Delgado Vazquez M., 2000.** Reconsideración Sismotectónica en las Centrales Hidroeléctricas Aguamilpa y Santa Rosa, Estados de Nayarit y Jalisco. CFE, (Inédito).
- Figuroa J., 1982** Sismicidad en Jalisco. Series del Instituto de Ingeniería, UNAM No. 459.
- Geiger L., 1912.** Probability method for the determination of earthquake epicenters from arrival time only. *Bull. St. Louis Univ.* 8, 60-71

Johnson C. and Harrison C. 1990 Neotectonics in Central Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.* 64, pp 187-210.

Kasahara K. 1981. Earthquakes Mechanics; Cambridge University Press pp. 28-52.

Lee W. H. K. and Lahr J. C., 1975 Hypo71. A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion patten of local earthquake, *Geol. Surv. Open-file Rep. (U.S.)* 75-311, 1-116.

Lee W. H. K. and Stewart S. W., 1981. Principles and applications of microearthquake networks *Geophysics, Supplement 2*, pp 132-138.

Lomas D. E., 1994 Sismicidad Inducida en la C. H. Aguamilpa, Nayarit de marzo a septiembre de 1994. CFE (Inédito).

Luhr J., Nelson S., Allan J. and Carmichael I., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestation of an incipient eastward spreading-ridge jump *Geology.* 13, pp 54-57.

Malagón M. A., 1989. Calibración y Estimación de magnitudes para sismos históricos de México. Tesis de Licenciatura, UNAM

Moreno G. S. y Soto G. M., 1994. Monografía geológica Proyecto Hidroeléctrico Aguamilpa, Nay. Subgerencia de Estudios Geológicos Departamento de Geología, CFE.

Nieto O., Delgado L. and Damon P., 1985 Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 24, pp 623-663.

Ortega F., Mite L., Quintana J., Aranda J., Alaniz D. y Nieto A. 1992. Texto Explicativo de la Carta Geológica de la República Mexicana Escala 1:2000 000. Instituto de Geología, UNAM, COREMI, SEMIP, quinta edición p. 76.

Reid H. F. 1910 "The California Earthquake of april 18, 1906, vol. 2: The mechanics of the earthquake" *Carnegie Inst. Washington D. C.*

Rice, J. R., and Cleary, M. P., 1976 "Some Basic Stress-Diffusion Solutions for fluid-Saturated Eleastic Porous Media with Compressible Constituents, "Reviews of *Geophysics and Space Physics*, v. 14, pp. 227-241.

Richter C. F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull seismol. Soc. Am.* 25, 1-32.

Simpson D. W., 1976. Seismicity changes associated with reservoir loading; *Engineering Geology* 10, pp. 123-150.

Stock M. J., 1992, Tectónica de Placas y la evolución del bloque Jalisco, México. GEOS, Bol. Unión Geofs, Mex., 13, 3 pp 3-9.

Thorne L. and Terry C. 1995 Modern Global Seismology, Academic Press pp 5-7.

Udías A., D. Muñoz y E. Bufon, 1985. Cátedras de Geofísica: Mecanismo de los terremotos y tectónica. Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, España.

Uribe A. 1994 Aguamilpa Uno de los Mejores Casos de Sismicidad Inducida Documentada en el Mundo, Congreso de la Unión Geof. Mex. Puerto Vallarta, Mex.

Uribe C. A., 1984. Seismic stability studies near the Middle America. Trench PH. D., University of Alberta.

Wadati K., 1933. On the travel time of earthquake waves Part II Geophys. Mag. 7, 101-111.

Withers J. R., 1977 Seismicity and stress Determination at man-made lakes. P.H. D. University of Alberta.

Withers R. J. and Nyland E., 1976. Theory for the rapid subsidence near reservoirs on layered and porous media; Engineering Geology 10, pp 169-185.

ANEXO

FECHA	TIEMPO DE ORIGEN	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	MAGNITUD (Mc)	No. DE FASES	GAP	DISTANCIA MIN.	RMS	FACTOR DE CALIDAD
931022	1024 49.95	21-50.69	104-48.51	3.85	1.42	3	125	2.50	0.01	C
931028	1145 22.10	21-50.72	104-48.37	2.58	1.27	3	127	2.60	0.00	C
931116	632 22.80	21-50.94	104-48.49	5.19	2.49	4	134	2.10	0.10	C
931028	043 52.95	21-50.35	104-48.33	7.80	1.42	3	134	3.10	0.00	C
931103	854 20.90	21-50.55	104-47.91	0.06	1.54	3	134	3.30	0.23	C
931103	1137 56.65	21-51.17	104-48.79	5.25	1.83	3	135	1.50	0.00	C
931103	11 0 36.85	21-50.58	104-47.73	2.82	1.52	3	136	3.60	0.00	C
931117	2146 38.90	21-50.53	104-47.78	6.13	1.67	4	136	3.60	0.11	C
931108	355 30.95	21-50.40	104-47.96	2.96	1.85	3	137	3.50	0.00	C
931111	535 57.45	21-50.56	104-47.67	1.79	1.71	3	137	3.70	0.00	C
931104	9 8 38.70	21-51.13	104-48.65	5.19	1.59	3	138	1.70	0.00	C
931106	1447 58.65	21-51.00	104-48.45	5.28	1.74	3	138	2.10	0.00	C
930926	8 7 41.05	21-50.51	104-47.67	2.98	1.43	3	138	3.70	0.00	C
931022	1236 10.15	21-50.80	104-48.01	5.14	1.65	3	139	2.90	0.00	C
931104	14 4 16.20	21-50.33	104-47.94	4.41	1.56	3	139	3.60	0.00	C
931107	1051 4.40	21-50.45	104-47.70	3.32	1.57	3	139	3.70	0.00	C
931030	11 5 9.90	21-51.21	104-48.73	4.54	1.62	3	140	1.50	0.00	C
931022	640 3.35	21-50.52	104-47.42	5.21	1.32	3	140	4.10	0.00	C
931103	1144 29.35	21-50.57	104-47.29	4.80	1.52	3	140	4.20	0.00	C
931113	1331 14.50	21-50.18	104-48.11	4.67	1.58	3	141	3.60	0.00	C
931014	154 44.50	21-50.35	104-47.66	0.11	1.34	3	142	3.90	0.01	C
931027	920 15.95	21-51.30	104-48.78	4.84	1.57	3	144	1.30	0.00	C
931030	143 5.90	21-50.66	104-47.10	1.09	1.82	3	144	4.40	0.00	C
931104	537 36.50	21-50.57	104-47.00	4.00	1.48	3	144	4.60	0.00	C
930928	2334 36.80	21-50.83	104-47.65	3.66	1.66	3	146	3.40	0.00	C
931115	16 6 42.50	21-50.46	104-47.07	2.44	1.85	3	146	4.60	0.00	C
931124	1029 37.90	21-50.47	104-47.01	4.94	1.28	3	146	4.70	0.00	C
931216	2257 30.90	21-51.43	104-44.94	1.21	1.60	4	147	1.50	0.93	D
931118	1836 27.50	21-50.35	104-47.21	4.14	1.53	3	147	4.50	0.00	C
931110	237 12.70	21-50.38	104-46.92	2.36	2.87	3	147	4.90	0.00	C
931127	1630 3.05	21-51.06	104-48.19	5.15	2.23	3	148	2.40	0.00	C
931117	14 6 8.40	21-50.88	104-47.59	6.91	1.49	3	149	3.50	0.00	C
931119	0 0 18.85	21-50.08	104-47.59	0.19	1.30	3	149	4.30	0.09	C
931107	1635 29.35	21-51.34	104-48.71	4.57	1.78	3	150	1.40	0.00	C
931107	019 11.90	21-51.13	104-48.25	6.44	1.68	3	151	2.20	0.00	C
931030	530 45.00	21-50.90	104-47.50	2.80	1.59	3	151	3.60	0.00	C
931119	246 38.20	21-50.79	104-47.03	3.22	1.71	3	151	4.40	0.00	C
931029	625 11.10	21-50.51	104-46.35	2.33	1.69	3	152	3.90	0.00	C
931107	644 10.15	21-50.42	104-46.47	1.16	1.48	3	154	4.20	0.00	C
931128	1535 18.90	21-50.87	104-47.09	3.05	2.33	3	154	4.20	0.00	C
931107	1459 39.65	21-50.26	104-46.86	2.45	1.74	3	154	4.90	0.00	C

FECHA	TIEMPO DE ORIGEN	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	MAGNITUD (Mc)	No. DE FASES	GAP	DISTANCIA MIN.	RMS	FACTOR DE CALIDAD
931014	12 3 44.85	21-50.52	104-47.04	0.00	1.44	3	144	4.60	0.43	D
931014	154 44.50	21-50.35	104-47.66	0.11	1.34	3	142	3.90	0.01	C
931016	217 39.85	21-50.59	104-47.87	0.01	1.53	3	134	3.40	0.10	C
931016	2219 22.35	21-50.42	104-47.79	0.04	1.65	3	139	3.70	0.20	C
931016	955 21.40	21-50.61	104-48.00	0.01	2.03	3	132	3.20	0.13	C
931017	848 11.91	21-50.30	104-46.79	0.03	2.30	3	153	4.70	0.30	D
931022	1220 38.90	21-51.66	104-45.45	0.00	1.69	4	152	2.50	0.98	D
931023	852 45.00	21-50.43	104-47.02	0.04	1.46	3	147	4.70	0.20	C
931026	2014 42.40	21-50.73	104-47.25	0.01	1.52	3	146	4.10	0.17	C
931027	1248 47.50	21-50.34	104-46.91	0.04	1.74	3	151	4.90	0.21	C
931027	556 37.40	21-50.46	104-47.81	0.03	1.80	3	138	3.60	0.41	D
931028	1319 52.45	21-50.47	104-47.20	0.01	1.53	3	144	4.40	0.17	C
931030	8 1 8.00	21-50.31	104-46.88	0.01	1.44	3	152	4.90	0.36	D
931031	1540 4.70	21-50.46	104-46.61	0.01	1.90	3	151	4.40	0.39	D
931031	2234 54.00	21-50.45	104-47.22	0.01	1.56	3	144	4.40	0.10	C
931101	042 40.05	21-50.32	104-46.88	0.03	1.44	3	152	4.90	0.25	C
931102	241 32.40	21-50.34	104-46.72	0.04	1.58	3	153	4.60	0.33	D
931102	5 8 35.40	21-50.26	104-46.93	0.05	1.56	3	153	5.00	0.31	D
931103	854 20.90	21-50.55	104-47.91	0.06	1.54	3	134	3.30	0.23	C
931106	6 5 26.40	21-50.30	104-47.04	0.02	1.60	3	150	4.80	0.10	C
931110	1251 20.95	21-50.62	104-47.51	0.02	1.71	3	139	3.80	0.10	C
931110	836 3.55	21-47.26	104-45.91	0.01	2.37	4	129	7.60	0.91	D
931112	1818 5.40	21-50.16	104-47.69	0.03	1.72	3	146	4.10	0.32	D
931113	021 15.50	21-50.39	104-47.38	0.02	1.77	3	144	4.20	0.20	C
931113	445 29.65	21-50.16	104-47.49	0.01	1.59	3	149	4.40	0.09	C
931113	858 48.50	21-50.43	104-47.44	0.02	2.38	3	142	4.10	0.34	D
931115	13 8 47.50	21-46.64	104-45.60	0.01	3.15	4	135	8.50	0.87	D
931115	1420 49.80	21-50.73	104-47.31	0.01	2.05	3	146	4.00	0.15	C
931115	454 13.95	21-49.89	104-47.60	0.02	1.59	3	154	4.60	0.12	C
931116	1442 54.80	21-50.23	104-47.34	0.04	1.68	3	148	4.50	0.20	C
931116	3 5 0.80	21-50.19	104-47.37	0.03	1.61	3	149	4.50	0.53	D
931118	2323 38.50	21-50.18	104-47.29	0.04	1.78	3	150	4.60	0.19	C
931119	0 0 18.85	21-50.08	104-47.59	0.19	1.30	3	149	4.30	0.09	C
931119	742 8.15	21-50.09	104-47.35	0.00	2.10	3	152	4.60	0.43	D
931119	755 55.90	21-50.19	104-47.04	0.03	1.45	3	153	4.90	0.16	C
931119	815 35.40	21-50.55	104-46.81	0.02	1.69	3	146	4.70	0.37	D
931123	1159 52.45	21-50.40	104-47.04	0.04	1.21	3	148	4.70	0.14	C
931124	2231 24.80	21-50.33	104-46.72	0.02	1.64	3	153	4.60	0.33	D
931124	342 1.30	21-50.24	104-47.46	0.02	1.76	3	147	4.30	0.38	D
931125	136 28.25	21-50.59	104-47.23	0.01	1.85	3	141	4.30	0.41	D
931209	21 7 46.80	21-46.24	104-45.55	0.01	2.39	4	137	9.20	0.94	D

FECHA	TIEMPO DE ORIGEN	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	MAGNITUD (Mc)	No. DE FASES	GAP	DISTANCIA MIN.	RMS	FACTOR DE CALIDAD
930922	1223 13.15	21-50.15	104-47.00	0.05	1.56	3	155	5.00	0.11	C
930924	739 15.75	21-50.19	104-46.75	0.02	1.66	3	157	4.70	0.27	C
931013	123 41.90	21-49.86	104-46.88	0.04	1.63	3	164	5.20	0.19	C
931013	6 9 13.20	21-50.20	104-46.77	0.02	1.40	3	156	4.80	0.23	C
931014	1038 6.00	21-50.12	104-47.08	0.04	1.70	3	155	5.00	0.18	C
931016	431 20.30	21-51.02	104-47.52	0.08	2.03	3	156	3.50	0.15	C
931016	937 2.50	21-50.10	104-47.13	0.02	2.67	3	154	4.90	0.15	C
931017	2011 8.90	21-50.17	104-46.96	0.15	1.61	3	155	5.10	0.22	C
931017	243 52.40	21-50.05	104-46.97	0.12	2.75	3	158	5.20	0.19	C
931022	2 6 35.65	21-50.11	104-46.93	0.04	1.64	3	157	5.10	0.30	C
931022	251 34.15	21-50.14	104-46.57	0.02	1.85	3	161	4.50	0.46	D
931022	3 9 50.55	21-49.79	104-47.22	0.02	1.44	3	161	5.20	0.33	D
931023	1 0 38.85	21-50.16	104-46.85	0.01	1.56	3	157	4.90	0.30	C
931023	1519 35.40	21-50.06	104-46.77	0.02	1.59	3	160	4.90	0.29	C
931023	718 18.10	21-49.75	104-47.29	0.05	1.80	3	161	5.10	0.40	D
931025	12 4 58.90	21-50.09	104-47.13	0.04	1.63	3	155	4.90	0.15	C
931026	215 23.50	21-50.15	104-47.00	0.03	1.54	3	155	5.00	0.11	C
931027	2047 21.55	21-50.01	104-47.03	0.04	1.56	3	158	5.20	0.25	C
931030	1427 33.85	21-50.23	104-46.82	0.02	1.63	3	155	4.80	0.24	C
931103	529 46.15	21-49.65	104-47.69	0.01	1.68	3	158	4.80	0.13	C
931106	1317 1.95	21-49.97	104-47.26	0.17	2.03	3	156	4.90	0.04	C
931106	1727 41.40	21-50.04	104-46.97	0.05	1.38	3	158	5.20	0.47	D
931106	513 0.50	21-50.28	104-46.59	0.11	1.64	3	157	4.40	0.02	C
931107	1239 16.30	21-50.15	104-46.82	0.03	1.81	3	157	4.90	0.34	D
931107	442 24.13	21-44.73	104-43.69	0.01	2.34	4	158	11.70	0.79	D
931107	710 38.40	21-50.11	104-47.00	0.06	1.43	3	156	5.10	0.24	C
931108	1039 27.30	21-50.04	104-47.16	0.07	1.47	3	156	5.00	0.09	C
931110	1431 13.85	21-50.10	104-46.90	0.05	1.61	3	157	5.10	0.21	C
931113	1049 30.30	21-50.07	104-46.91	0.05	1.63	3	158	5.10	0.21	C
931113	1638 54.40	21-49.99	104-47.30	0.04	1.54	3	155	4.80	0.22	C
931113	1842 8.15	21-49.96	104-47.12	0.05	1.49	3	158	5.10	0.25	C
931114	2120 11.75	21-49.99	104-47.14	0.03	2.32	3	157	5.00	0.12	C
931116	711 26.40	21-49.63	104-47.90	0.03	1.85	3	155	4.70	0.40	D
931118	2251 54.00	21-50.20	104-46.77	0.06	1.60	3	157	4.80	0.47	D
931119	1448 33.55	21-49.73	104-47.18	0.01	1.27	3	163	5.30	0.34	D
931119	732 22.85	21-49.82	104-47.24	0.05	1.63	3	160	5.10	0.18	C
931123	1339 20.35	21-49.97	104-47.18	0.02	1.51	3	157	5.00	0.10	C
931204	715 58.90	21-50.10	104-46.67	0.02	2.11	3	161	4.70	0.26	C
931206	830 24.40	21-49.87	104-47.12	0.01	2.36	3	161	5.20	0.10	C
931209	046 17.95	21-47.70	104-50.34	0.02	1.94	3	162	2.90	0.14	C
931215	258 47.00	21-51.87	104-46.34	0.00	1.95	4	158	4.00	0.98	D

FECHA	TIEMPO DE ORIGEN	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	MAGNITUD (Mc)	No. DE FASES	GAP	DISTANCIA MIN.	RMS	FACTOR DE CALIDAD
931005	4 7 17.25	21-49.98	104-46.31	0.04	1.68	3	170	4.20	0.59	D
931007	456 54.80	21-50.07	104-46.26	0.01	1.47	3	168	4.00	0.23	C
931017	2149 58.85	21-49.61	104-47.33	0.01	1.65	3	164	5.30	0.45	D
931022	138 42.40	21-49.77	104-46.38	0.01	1.52	3	175	4.50	0.28	C
931022	625 19.55	21-49.68	104-46.73	0.01	1.68	3	171	5.10	0.27	C
931023	347 8.90	21-49.89	104-46.24	0.01	1.63	3	174	4.20	0.35	D
931026	337 24.45	21-49.82	104-46.52	0.01	1.53	3	171	4.70	0.43	D
931027	122 45.45	21-49.99	104-46.55	0.04	1.48	3	166	4.60	0.44	D
931027	1954 47.15	21-49.55	104-47.04	0.01	1.54	3	170	5.70	0.50	D
931028	6 3 26.85	21-51.21	104-46.51	0.05	1.39	3	172	4.10	0.61	D
931029	1911 35.35	21-50.59	104-45.11	0.02	1.86	3	175	7.70	0.98	D
931030	744 10.90	21-49.82	104-46.81	0.03	1.49	3	166	5.10	0.51	D
931106	1110 1.95	21-49.81	104-46.26	0.01	1.88	3	176	4.30	0.12	C
931106	13 7 29.20	21-49.84	104-46.45	0.01	1.50	3	172	4.50	0.25	C
931106	329 22.85	21-49.59	104-46.99	0.01	1.42	3	170	5.60	0.23	C
931111	311 30.65	21-49.66	104-46.78	0.50	1.47	3	171	5.20	0.00	C
931112	20 5 20.80	21-49.50	104-47.49	0.01	1.64	3	164	5.30	0.30	C
931115	10 6 8.95	21-49.69	104-46.91	0.01	1.61	3	168	5.40	0.19	C
931115	2137 4.00	21-49.79	104-46.83	0.06	1.71	3	167	5.20	0.15	C
931117	12 3 29.45	21-49.69	104-46.98	0.00	1.49	3	167	5.50	0.29	C
931118	1421 33.50	21-50.10	104-46.38	0.04	2.90	3	165	4.20	0.34	D
931118	1423 32.35	21-49.84	104-46.63	0.01	1.59	3	168	4.80	0.33	D
931118	1624 35.85	21-49.51	104-47.17	0.00	1.52	3	169	5.60	0.58	D
931122	1917 39.90	21-49.34	104-46.71	0.01	2.11	3	180	5.40	0.07	C
931123	017 35.90	21-52.58	104-45.65	0.01	1.84	4	171	3.80	0.86	D
931124	920 56.15	21-49.79	104-46.94	0.03	1.39	3	165	5.30	0.17	C
931206	1718 1.35	21-52.49	104-44.26	0.02	1.45	3	164	8.90	0.93	D
931208	054 3.90	21-49.77	104-46.58	0.29	1.57	3	173	6.00	0.11	C
931208	1426 25.65	21-51.45	104-44.61	0.01	1.80	3	169	8.20	0.99	D
931214	842 28.85	21-52.30	104-46.71	0.01	1.81	4	171	4.70	0.53	D
931216	8 0 0.95	21-52.96	104-45.58	0.01	2.11	4	178	4.30	0.93	D
931225	1211 2.55	21-53.06	104-44.67	0.00	1.91	4	175	3.80	0.85	D

FECHA	TIEMPO DE ORIGEN	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	MAGNITUD (Mc)	No. DE FASES	GAP	DISTANCIA MIN.	RMS	FACTOR DE CALIDAD
940201	1337 50.36	21-50.17	104-47.63	3.73	2.86	6	146	4.20	0.03	B
940201	2248 51.28	21-45.48	104-41.71	0.21	2.67	9	126	11.10	0.30	C
940202	1216 58.91	21-47.10	104-39.56	8.16	2.98	6	136	10.80	0.34	C
940202	1424 58.38	21-47.38	104-39.48	10.17	2.49	7	136	10.60	0.33	C
940205	516 13.69	21-50.63	104-40.20	11.23	2.94	7	127	6.90	0.33	C
940206	1932 30.70	21-45.91	104-39.80	9.33	2.84	5	136	12.10	0.08	C
940216	851 37.21	21-45.97	104-41.63	0.01	2.37	8	125	10.40	0.45	C
940603	129 47.90	21-49.00	104-41.33	0.03	2.53	7	121	14.80	0.24	C
940611	2112 56.31	21-48.43	104-40.89	0.19	3.00	7	125	7.40	0.13	C
940611	421 14.10	21-46.39	104-40.12	0.02	2.37	6	133	11.10	0.43	C
940612	1912 19.10	21-46.76	104-40.36	0.02	2.68	7	131	10.30	0.42	C
940612	8 9 4.33	21-47.19	104-40.28	0.01	2.64	7	131	9.80	0.39	C
940613	1138 26.70	21-47.11	104-42.35	0.02	2.27	6	120	7.90	0.30	C
940613	1139 1.35	21-49.36	104-42.27	8.52	2.91	7	115	4.50	0.20	B
940619	2328 20.69	21-45.86	104-39.77	0.03	2.44	6	136	19.70	0.39	C
940627	1947 19.06	21-44.60	104-39.93	0.04	2.87	6	137	19.70	0.43	C
940629	1013 43.65	21-46.37	104-41.00	0.02	2.97	7	128	10.20	0.31	C
940630	438 49.07	21-44.16	104-40.01	0.02	3.12	6	137	14.60	0.30	C
940806	859 4.71	21-50.32	104-48.24	3.08	2.32	6	136	3.30	0.04	B
940807	1743 49.60	21-50.34	104-47.67	4.73	3.05	6	142	3.90	0.02	B
940809	7 7 11.54	21-50.92	104-48.87	5.34	2.43	7	125	1.80	0.19	B
940905	2241 0.45	21-44.97	104-41.93	0.02	2.67	6	125	11.90	0.18	C
940912	8 6 7.86	21-47.50	104-42.38	0.35	2.92	7	119	7.30	0.42	C
940913	1336 21.07	21-45.71	104-41.57	0.02	2.93	7	126	10.80	0.42	C
940922	1446 43.41	21-47.27	104-42.33	0.07	2.21	6	119	14.70	0.37	C
940928	1533 29.67	21-46.82	104-41.60	0.03	2.35	7	124	16.20	0.44	C
941108	214 7.22	21-45.36	104-40.74	0.04	2.65	6	131	18.10	0.34	C
941109	1526 17.82	21-44.60	104-40.96	12.75	2.59	4	131	17.90	0.00	C
941110	6 7 46.14	21-43.38	104-42.42	0.31	2.48	6	135	16.10	0.32	C
941114	1753 29.64	21-48.87	104-40.78	0.02	2.24	6	124	7.10	0.25	C
941115	13 0 43.24	21-47.91	104-43.86	3.95	2.14	6	111	5.80	0.48	C
941115	13 3 51.46	21-44.83	104-42.36	0.02	2.67	7	123	11.90	0.40	C
941116	1212 54.58	21-45.57	104-42.91	2.42	3.00	6	119	10.40	0.37	C
941116	17 0 10.94	21-45.04	104-41.95	0.02	3.10	8	125	11.80	0.43	C
941116	17 8 29.61	21-45.18	104-41.35	0.02	3.36	6	128	11.90	0.39	C
941117	759 3.55	21-46.93	104-41.60	0.01	2.26	7	124	8.80	0.49	C
941121	033 11.51	21-45.31	104-41.35	0.03	2.72	6	128	17.10	0.48	C
941122	12 4 15.07	21-46.12	104-39.74	0.03	2.55	6	136	19.80	0.38	C
941125	1136 0.11	21-47.46	104-40.46	0.36	2.37	6	129	17.30	0.21	C
941125	1736 59.75	21-46.50	104-41.36	0.03	2.60	7	126	16.90	0.42	C
941125	19 3 51.35	21-47.46	104-39.94	0.03	2.62	6	133	19.50	0.32	C

FECHA	TIEMPO DE ORIGEN	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD	MAGNITUD (Mc)	No. DE FASES	GAP	DISTANCIA MIN.	RMS	FACTOR DE CALIDAD
940201	1730 11.30	21-47.18	104-38.92	4.31	2.56	8	139	11.50	0.32	C
940202	1313 0.23	21-45.95	104-38.64	4.58	2.70	7	143	13.40	0.33	C
940202	1428 15.34	21-46.88	104-39.06	3.34	2.32	8	139	11.70	0.35	C
940202	1614 11.94	21-46.36	104-42.87	7.60	3.03	7	172	8.90	0.43	C
940210	129 56.29	21-47.33	104-38.68	3.45	2.21	6	141	11.70	0.26	C
940308	2228 55.17	21-50.36	104-46.80	4.92	2.37	5	151	4.70	0.00	C
940411	2344 26.55	21-51.57	104-44.38	7.36	2.47	6	149	1.00	0.18	C
940423	2325 48.80	21-51.93	104-43.16	0.82	2.63	6	174	10.70	0.02	C
940601	2225 41.31	21-46.80	104-39.33	0.37	2.42	6	138	20.50	0.34	C
940605	22 3 12.61	21-48.66	104-40.72	0.03	3.03	6	142	18.60	0.15	C
940610	1323 2.91	21-48.21	104-40.71	0.03	2.89	6	138	18.40	0.21	C
940618	832 27.77	21-46.92	104-38.96	0.02	2.19	7	140	11.80	0.44	C
940803	1250 25.66	21-44.05	104-42.26	0.02	2.44	6	171	13.30	0.28	C
940804	851 52.10	21-44.77	104-41.87	0.02	2.19	6	177	12.30	0.26	C
940813	952 40.86	21-44.36	104-44.21	3.33	3.34	8	152	12.40	0.40	C
940908	2039 33.80	21-44.29	104-39.77	0.09	3.34	7	138	14.60	0.42	C
940920	1114 50.36	21-42.17	104-42.17	0.50	2.69	5	142	17.40	0.18	D
940922	1312 2.49	21-50.94	104-43.62	0.10	2.34	6	180	10.00	0.05	D
940925	2320 14.63	21-43.89	104-41.49	0.50	2.67	5	129	17.40	0.25	D
941109	1239 36.34	21-42.19	104-42.69	0.01	2.64	5	144	16.60	0.29	D
941110	1122 57.66	21-44.74	104-43.25	0.02	2.48	5	127	14.00	0.45	D
941110	2222 43.51	21-44.76	104-46.34	10.23	2.68	6	141	8.90	0.45	C
941112	2058 13.21	21-42.32	104-45.39	0.02	2.76	5	159	12.50	0.19	D
941112	21 0 43.56	21-41.73	104-44.99	0.02	3.08	5	161	13.70	0.24	D
941114	1035 4.95	21-42.41	104-45.79	0.02	2.73	5	161	11.80	0.28	D
941115	1847 6.44	21-47.48	104-39.92	0.02	2.64	5	133	9.90	0.32	D
941123	742 22.40	21-45.95	104-40.43	0.05	2.77	5	132	18.60	0.31	D
941124	1617 13.13	21-45.57	104-40.80	0.01	2.58	5	131	18.00	0.30	D
941125	1822 25.71	21-45.76	104-40.73	0.04	2.84	5	131	18.10	0.30	D
941125	2035 31.11	21-46.10	104-41.83	0.01	2.80	5	124	16.20	0.21	D
941126	1846 50.84	21-46.44	104-43.24	4.72	2.72	5	116	13.70	0.35	D
941127	1535 42.67	21-45.08	104-42.42	0.00	2.64	6	122	15.30	0.50	D